Der Flysch-Trog und seine Randbereiche im Unter-Karbon der Karawanken (Österreich)

Dissertation

zur Erlangung des Grades eines Doktors

der Naturwissenschaften

der Mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät

der Eberhard-Karls-Universität zu Tübingen

vorgelegt von

Franz Tessensohn

aus Kiel

1970

1969

Der Flysch-Trog und seine Randbereiche im Unter-Karbon der Karawanken (Österreich)

Dissertation

zur Erlangung des Grades eines Doktors

der Naturwissenschaften

der Mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät

der Eberhard-Karls-Universität zu Tübingen

vorgelegt von

Franz Tessensohn

aus Kiel

1970

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Tag der mündlichen Prüfung: 4.12.1969

Dekan: Prof. Dr. A. Seilacher

1. Berichterstatter: Prof. Dr. R. Schönenberg

2. Berichterstatter: Prof. Dr. A. Seilacher

Inhalt

A.Einführung
a.Lage und geologische Situation
b.Aufgabenstellung
c.Arbeitsmethodik
B.Die unterkarbonischen Sedimente in den Karawanken
a.Gliederung des Untersuchungsgebietes
b.Der Flyschtrog
c.Der südliche Übergangsbereich
1.Turbidite
2.Fluxoturbidite,Lyditbrekzien
3.Parakonglomerate
a.Pebbly mudstones
b.Pebbly Sandstones
4.Mudflows
5.Olisthostrome
6.Slumping
7.Lydite und Kieselschiefer
8.Kalke
d.Die Seeberger Schuppenzone
1.Bänderkalke
2.Klastische Sedimente
3.Punkt 21
4.Jugoslawien
e.Messungen der Schüttungsrichtung
f.Der Nordrand des Flyschtrogs
g.Zusammenfassung:Der unterkarbonische Sedimentationsraum in den Karawanken
C.Der zeitliche Ablauf der Sedimentation (Stratigraphie)
a.Kalke
b.Der Flyschtrog
1.Basis
2.Top
3.Konglomerate im Flysch
4.Zusammenfassung:Einordnung des Flyschs
D.Beziehungen zwischen Flyschsedimentation und variszischer Orogenese (speziell Saualpenmetamorphose)
a.Geröllanalyse
b.Grauwackenlithologie

Vorwort

Die Anregung zu der vorliegenden Dissertation verdanke ich meinem Lehrer, Herrn Prof. Dr. R. SCHÖNENBERG. Ich danke ihm für seine Betreuung, für kritische Beurteilung meiner Ergebnisse und für Anregungen und Hinweise auf vielen Geländebegehungen. Durch die Diskussion im Gelände, am einzelnen Aufschluß, wurden die vorliegenden Ergebnisse z.T. erst gewonnen.

Eine wesentliche Voraussetzung für diese Arbeit war die Zusammenarbeit mit meinen Kollegen, die gleichfalls im Seeberger Aufbruch tätig sind und waren. U. BUKENBERGER und R. SCHULZE stellten mir bereitwilligst ihre Kartenunterlagen für das Vellacher Gebiet zur Verfügung, deren Wert ich erst bei der Arbeit in dem schwierigen Gelände richtig zu schätzen lernte. R. SCHULZE danke ich außerdem für die Bestimmung von Conodonten, die er trotz einer inzwischen aufgenommenen beruflichen Tätigkeit sehr entgegenkommend durchführte.

Meinen Kollegen F. KUPSCH und J. ROLSER danke ich gleichfalls für ihre Kartenunterlagen sowie für viele Informationen, die sie aus ihren Arbeitsgebieten zu den Problemen dieser Arbeit beigetragen haben. Die hier geäußerte Vorstellung vom Nordrand des Flyschtrogs resultiert weitgehend aus Diskussionen mit F. KUPSCH, während die tektonische Großgliederung des Seeberger Aufbruchs in Zusammenarbeit mit J. ROLSER entstand.

Mein besonderer Dank gebührt Herrn Prof. Dr. A. RAMOVŠ, Ljubljana, für die gute Zusammenarbeit in allen gemeinsamen Fragen trotz der Grenzschwierigkeiten.

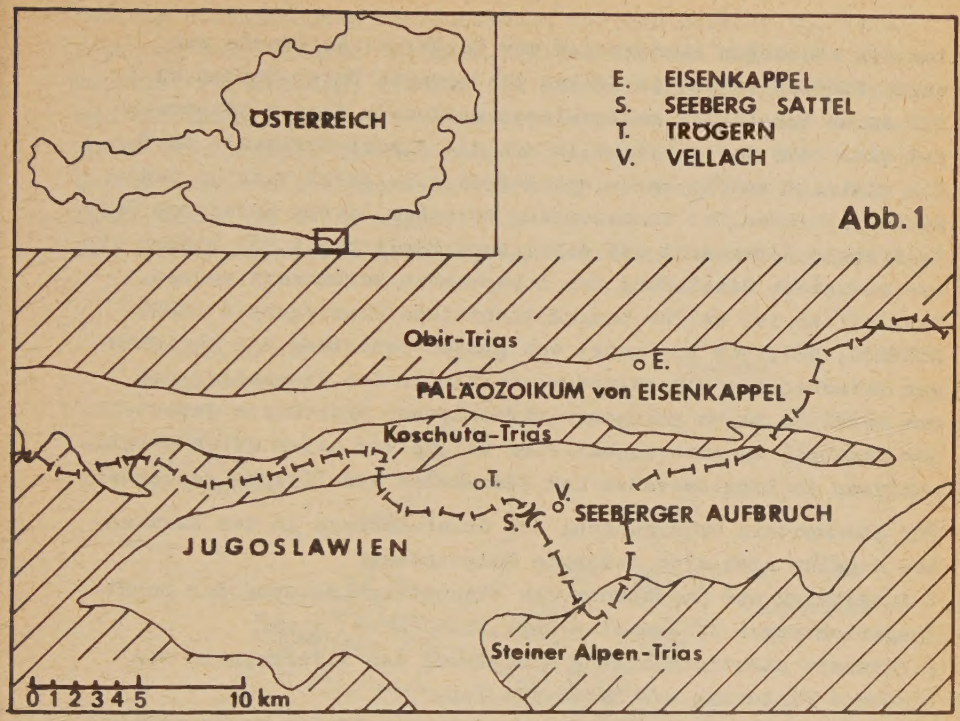
Ein großer Teil der Fotos wurde von Herrn W. WETZEL, Tübingen, angefertigt.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danke ich für finanzielle Unterstützung.

A. Einführung

a. Lage und geologische Situation

In den mittleren Karawanken, im Grenzgebiet zwischen Österreich und Jugoslawien, tritt zwischen den Trias-Bildungen des Karawanken-Nordzuges (Obir-Zug) und der Steiner Alpen in zwei Aufbrüchen Paläozoikum zu Tage. Das Eisenkappeler Paläozoikum im Norden und das Seeberger Paläozoikum im Süden werden durch einen langen schmalen Trias-Streifen (Koschuta-Zug) getrennt (Abb. 1).



Beide paläozoischen Bereiche werden seit etwa 5 Jahren von einer Tübinger Arbeitsgruppe unter der Leitung von Prof.R. SCHÖNENBERG neu bearbeitet (SCHÖNENBERG,1965,1967,1969 im Druck; SCHULZE,1968; TESSENSOHN,1968; ROLSER,1968; BUKENBERGER, LOESCHKE,KUPSCH,unveröffentlicht).
Im österreichischen Teil des Seeberger Aufbruchs (benannt nach dem Seeberg-Paß zwischen Österreich und Jugoslawien) wurde in Trögern für einen Teil der sogenannten Hochwipfel-Schichten Flysch-Fazies nachgewiesen (TESSENSOHN,1968).Dieser Flysch ließ sich ins Unter-Karbon einordnen,indem der Zeitraum für seine Ablagerung von oben und unten eingeengt wurde.

b.Aufgabenstellung

Aus dieser speziellen Untersuchung,die sich auf ein relativ kleines Gebiet beschränkte,ergaben sich naturgemäß zahlreiche Fragen und Aufgaben.Sie zielten darauf ab,Lage,Form und Sedimentfüllung des unterkarbonischen Flyschtrogs in den Karawanken aufzuklären.

Aus dem südlichen Randbereich des Seeberger Aufbruchs war durch SCHULZE (1968) in Kalken das gesamte Unter-Karbon, cu I-III, durch Conodonten nachgewiesen worden. In diesem Südbereich ist also etwa der Zeitraum, in den die Flysch-Sedimente im Norden gestellt worden waren, wenigstens z.T. durch kalkige Sedimente vertreten. Der Zusammenhang zwischen beiden Bereichen mußte deshalb untersucht und dabei nach Möglichkeit die bisher etwas unsichere Einstufung der Flyschserie verbessert werden. Schließlich ist es für baugeschichtliche Überlegungen (SCHÖNENBERG, 1967, 1969 im Druck) von großer Bedeutung, die Beziehungen zwischen der Flysch-Sedimentation in den Karawanken und dem nördlich davon gelegenen variszischen Kristallin (speziell der Saualpe) zu untersuchen. Dies sollte vor allem durch Geröllanalysen in Konglomeraten und Grauwacken des Flyschs geschehen.

Für die weitere Untersuchung des Unter-Karbons in den Karawanken ergaben sich also folgende Hauptthemen:

1. Ausdehnung und Umgrenzung des Flyschtrogs, Messung der Schüttungsrichtungen im gesamten Bereich.
2. Genauere stratigraphische Einordnung des Flyschs, nach Möglichkeit Fixierung von Basis und Top.
3. Untersuchung des Zusammenhangs zwischen Flysch-Sedimentation im Norden und Kalk-Sedimentation im Süden.
4. Beziehungen zwischen Flysch-Stadium und variszischer Orogenese, insbesondere Saualpen-Metamorphose, im Norden.

c. Arbeitsmethodik

Das Schwergewicht der Arbeit liegt auf der sedimentologischen Untersuchung und faziellen Ausdeutung der unterkarbonischen Ablagerungen. Stratigraphische und tektonische Probleme wurden nur soweit berührt, wie sie hiermit in unmittelbarem Zusammenhang standen.

Erste und wesentlichste Grundlage der Untersuchungen bildet eine Kartierung im Maßstab 1:10 000. Bei dieser Kartenaufnahme stand das Unter-Karbon im Mittelpunkt und wurde möglichst detailliert erfaßt. --Oberkarbon und Perm wurden als jungpaläozoische, postorogene Sedimente zusammengefaßt und nur in ihrem unmittelbaren Kontakt zum Unter-Karbon näher untersucht, ebenso die liegenden devonischen Sedimente nur, soweit sie die Basis des unterkarbonischen Sedimentationsraums darstellen. --

Bei der Kartierung konnte ich mich auf die abgeschlossenen Kar-

ten von U.BUKENBERGER und R.SCHULZE für den Bereich von Vellach und von J.ROLSER (Trögern,Südbereich) und F.KUPSCH (Eisenkappeler Paläozoikum) stützen,die sie mir dankenswerterweise zur Verfügung stellten.In diesen Gebieten habe ich nur ergänzende feinfazielle Untersuchungen durchgeführt.Von mir selbst kartiert wurden die Bereiche von Trögern (Nord),Obojnik,Vellach (Nord) und St.Leonhard.

Die Verteilung dieser Arbeitsgebiete ist auf Abb.2 ersichtlich.

Abb. 2

Mit der Kartierung einher ging eine feinfazielle Untersuchung der Sedimente und die Messung der Schüttungs-Richtungen.Zu diesem Zweck waren vorher spezielle Aufnahme-Bogen nach dem abgebildeten Muster (Abb.3) angefertigt worden.Dabei wurde ein Vorschlag von YEAKEL (1959) in POTTER & PETTIJOHN (1963) den eigenen Fragestellungen entsprechend modifiziert.

Auf der linken Seite des Bogens wurden die Daten für die Bestimmung der Schüttungs-Richtungen festgehalten,während rechts bestimmte sedimentologische und petrographische Beobachtungen im Gesamtaufschluß aufgenommen wurden.Über den gesamten aufgeschlossenen Bereich des Unter-Karbons verteilt sind auf diese

Meßpunkt:	Lokalität:	Bemerkungen:
		Lagerung:

Nr.	Schicht: Streich	Schicht: Fallen	Art des Lin.	Linear: Str.	Linear: F.	Sinn	korrigiert: Str.	korrigiert:	Sinn	Gestein	Mächtigkeit	max. Korngr.

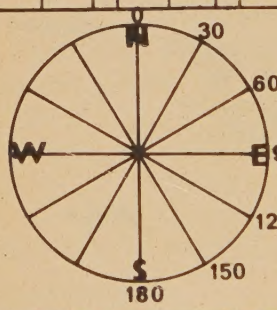


Abb.3

generelle Schüttung

Gesamt-Aufschluß	Streichwerte z. Bestimm. v. TT
Vergesellschaftung:	
Spurenfossilien:	
Max. Korngröße:	
Max. Bankmächtigk.	TT
überwiegende Sedimentstrukturen	B-und δ-Werte

Art des Linears:			Gestein:	Vergesellschaftung:	
F	Flute casts	Sl Slide marks	· Siltstein	SF	Silt - Flysch
G	Groove casts	Str Strömungs streifung	x Grauwacke	NF	Normal - „
S	Schräg schichtung	P Pflanzen orientierung	o Konglomerat	GF	Grob - „

Weise etwa 100 Meßpunkte erfaßt worden, deren Verteilung aus Abb.2 ersichtlich ist.

Zur Untersuchung der Petrographie der Grauwacken sind etwa 200 Dünnschliffe angefertigt worden. Der Anteil von Quarz, Gesteinsbruchstücken und Matrix wurde nach den Schätzbildern für Mineralgemenge von TERRY & CHILINGAR (1955) in MÜLLER (1964) abgeschätzt. In den konglomeratischen Grauwacken, in denen die einzelnen Komponenten ausgezählt wurden, geschah dies nicht mit Hilfe eines Punktzählers. Ohne Rücksicht auf die Größe wurde je-

de Komponente nur einmal gezählt. Auf den Wert dieser einfacheren Methode wies KELLING (1962) hin, indem er beide miteinander verglich.

Die Kalke wurden auf folgende Weise untersucht: Zunächst wurden von allen bislang undatierten Kalken Conodontenproben entnommen. Insgesamt sind etwa 300 kg Material in Monochloressigsäure nach dem zuletzt bei MOSTLER (1968) beschriebenen üblichen Verfahren aufgelöst worden. Die Häufigkeit der Conodonten war in den einzelnen Gesteinen recht unterschiedlich. Während im Durchschnitt 25% der Proben fündig waren, ergab sich für die Bänderkalke nur ein Wert von 6%. In der Regel lieferten die 1-2 kg schweren Proben nur wenige Conodonten-Exemplare, nur vereinzelte Proben ergaben reichhaltigeres Material.

Die Conodonten bestimmte zunächst R. SCHULZE, Westheim. Später wurden auch eigene Bestimmungen unternommen, zunächst an Hand des von SCHULZE schon bestimmten Materials. Die unterkarbonischen Conodonten lassen sich im Vergleich mit z.B. unterdevonischen oder silurischen Formen relativ einfach bestimmen, da man überwiegend Gnathodus-Formen findet, die sich gut voneinander unterscheiden lassen.

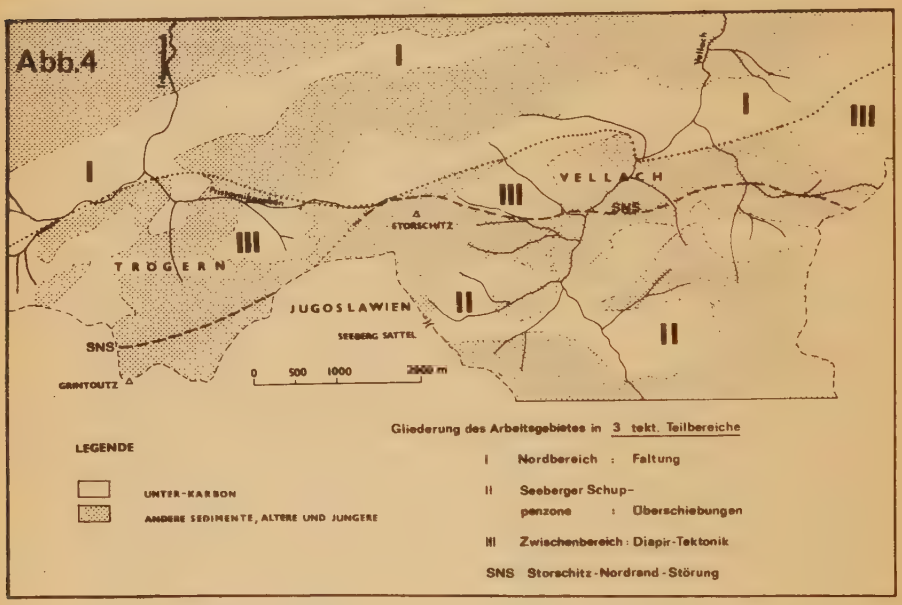
Neben den Conodontenproben wurden den Kalken geeignete Handstücke entnommen die gesägt wurden, um die innere Struktur sichtbar zu machen. Dies war unbedingt notwendig, da die meisten Kalke im Gelände äußerlich dicht, grau und strukturlos erscheinen. Durch das Ansägen konnten die erstaunlichsten "Innereien" entdeckt werden: brekziöser Aufbau, Schillagen, Fossilnester und ähnliches.

--Zusätzlich wurden von vielen Kalken Acetat-Folien hergestellt, um zusätzliche Informationen unter dem Mikroskop oder Binokular zu gewinnen. Die Ergebnisse dieser Methode waren aber enttäuschend, denn die Rekristallisation der Kalke durch die starke tektonische Beanspruchung ist so weit verbreitet, daß feinere Strukturen gar nicht mehr deutlich werden. Die gröberen aber sind im angesägten Handstück genau so gut sichtbar.

B. Die unterkarbonischen Sedimente in den Karawanken

a. Gliederung des Untersuchungsgebiets

Im Seeberger Aufbruch lassen sich tektonisch zwei deutlich verschiedene Bereiche unterscheiden (Abb.4):



I. Eine Zone mit enger Faltung und vielfach steilstehenden Schichten im Norden und Nordwesten. An Sedimenten treten in dieser Zone vor allem Unter-Karbon und Jungpaläozoikum auf.

II. Ein Bereich mit großräumigen Überschiebungen und intensivem Schuppenbau im Süden. Sedimente: Silur-Karbon.

Beide Bereiche grenzen an einer großen Störungslinie aneinander, die sich durch den ganzen Seeberger Aufbruch verfolgen läßt. Es handelt sich um die Storschitz-Nordrand-Störung (SNS) (SCHÖNENBERG, 1965). Im Nordbereich läßt sich noch eine südliche Teilzone III abtrennen:

III. Zwischenbereich, gekennzeichnet durch das diapirförmige Aufdringen von devonischen Kalken in Unter-Karbon Sedimente.

Diese Zone liegt unmittelbar nördlich der SNS. Die Abgrenzung der Bereiche I und III gegeneinander (durch die gepunktete Linie in Abb.4) ist natürlich im Vergleich zur scharfen Grenzli-

nie der SNS im Süden nur ungefähr und muß als Grenzbereich, nicht als Linie aufgefaßt werden.
Auch nach dem Verhalten der unterkarbonischen Sedimente sind diese drei Bereiche deutlich zu unterscheiden:

I. Im Nordbereich lassen sich die Flysch-Sedimente schon auf Grund ihrer Lithologie und Sedimentstrukturen gut ansprechen und kartieren.

III. Im Mittelbereich lassen sich die Grauwacken-Schiefer-Sedimente auch noch gut kartieren, aber neben den vielen diapirartigen Aufwölbungen devonischer Kalke treten hier die verschiedensten Rutschsedimente auf.

II. Im Süden, wo die durch Conodonten datierten unterkarbonischen Kalke auftreten, wird die Kartierung sehr schwierig. Die tektonische Durchbewegung der Sedimente war so stark, daß fast alle primären Sedimentstrukturen verwischt wurden. Außerdem tritt durch den Schuppenbau hier eine lithologisch sehr ähnliche Serie auf, die ins Silur gehört und nur durch zwischengeschaltete saure Tuffe und Porphyroide von karbonischen Sedimenten zu unterscheiden ist (SCHÖNENBERG, 1965). Wo diese Tuffe fehlen, wird die Unterscheidung im Gelände schwierig, im Handstückbereich praktisch unmöglich.

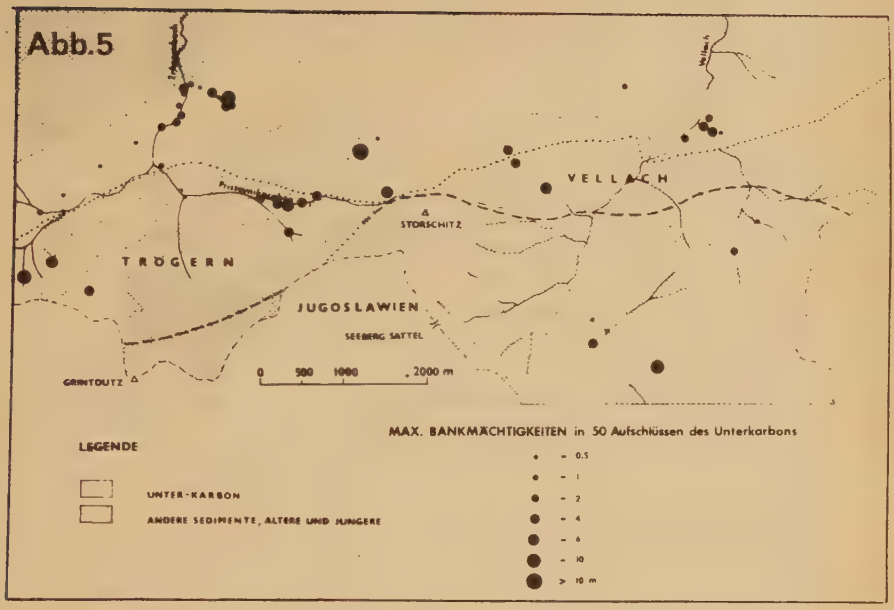
Im Verlauf der faziellen Untersuchungen ergab sich, daß diese zunächst rein tektonische Gliederung des Gebiets in drei Teilbereiche einer ursprünglichen Gliederung des Ablagerungsraumes entspricht. Mit den drei tektonischen Bereichen fallen nämlich ungefähr drei verschiedene Faziesbereiche zusammen:
Der eigentliche Flyschtrog im Norden, ein Übergangsbereich mit vielen Rutschsedimenten in der Mitte und ein Schelfbereich im Süden.

b. Der Flyschtrog (Normalflysch)

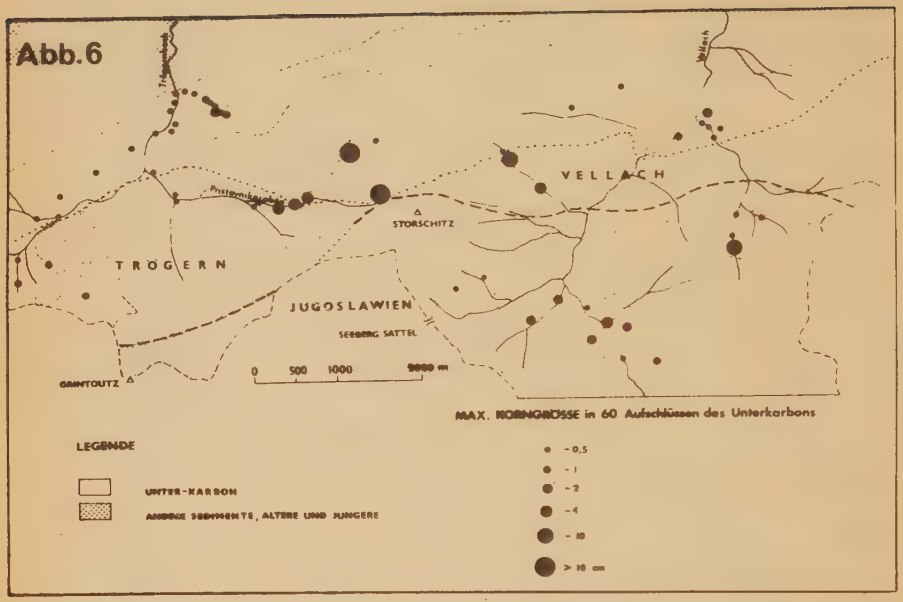
Der Normalflysch begleitet den ganzen Nordrand des Seeberger Aufbruchs. Er zieht vom Westrand des Trögerner Kessels bei Grubelnik über das Tal hinweg, streicht nördlich von Pristovnik über den Grat hinüber ins Quellgebiet des Obojnik-Grabens, dann weiter über Kordesch hinab ins Vellachtal und von dort weiter nach Osten bis nach St. Leonhard (Abb. 2 und Fazieskarte Abb. 21). Das Streichen ist dabei im Westen in Trögern etwa SW-NE, sonst genau W-E (siehe auch Skizze Abb. 19).
Die besten Aufschlüsse finden sich in den Bachanschnitten von

Trögernbach und Vellach. Im Bereich des Trögernbachs wurde die Flysch-Fazies erstmals nachgewiesen (TESSENSOHN, 1968), die Vellach bietet einen kurzen, aber sehr interessanten Anschnitt neben den Serpentinen der Seebergstraße unterhalb des Gasthauses Paulitsch (der "Stefanriegel" TELLERs, 1898).
Der Normalflysch wurde ausführlich in der Diplomarbeit (TESSENSOHN, 1968) beschrieben, deshalb sollen hier nur die wesentlichsten Merkmale zusammengefaßt werden:
Es handelt sich um eine mächtige eintönige Serie von Grauwacken bzw. Siltsteinen und Tonschiefern.
Die Grauwacken zeigen in der Regel gradierte Schichtung, die Siltsteine häufig Convolute bedding.
Load casts, Flute casts und Groove casts sind als Sohlmarken überall zu finden.
Unreinheit der Grauwacken, schlechter Sortierungsgrad und hoher Tonanteil sind neben den Sedimentstrukturen (Gradierung, Sohlmarken) Hinweise, daß es sich um Turbidite handelt.
Neben diesen sedimentologischen Merkmalen sind das Fehlen von Körperfossilien und das Auftreten bestimmter Spurenfossilien (vor allem Dictyodora und Nereites) kennzeichnend für die Flysch-Fazies.

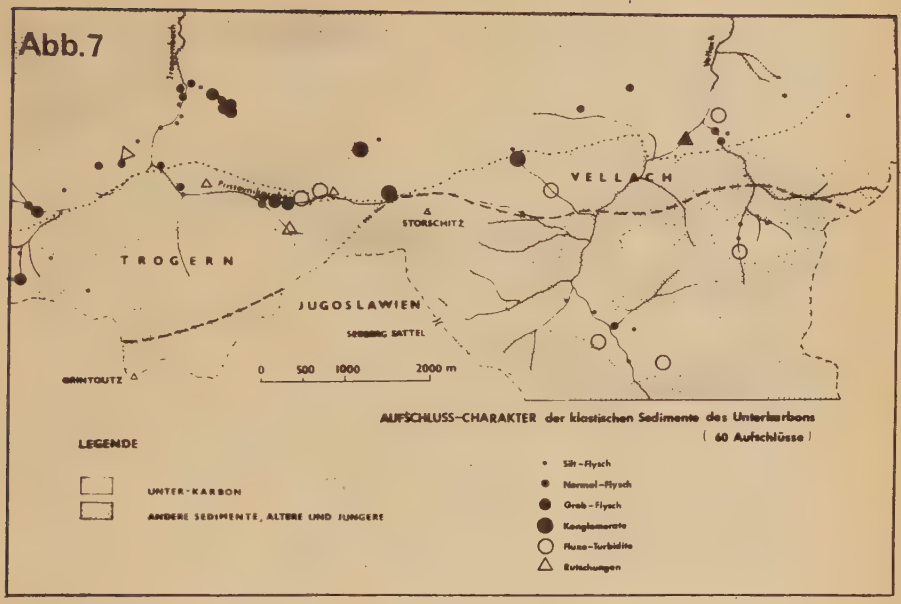
Bei der Ausdehnung dieser Untersuchungen auf einen größeren Bereich wurde versucht, die Position dieser Flyschablagerungen im Gesamtbecken näher zu bestimmen. Dazu wurden die Daten über die maximalen Mächtigkeiten der Grauwackenbänke sowie über die maximalen Korngrößen benutzt, die auf den Aufnahmebögen (Abb.3) für die einzelnen Aufschlüsse festgehalten worden waren.
Abb.5 zeigt die Verteilung der mächtigsten Bänke in 50 Aufschlüssen des Unter-Karbons, wobei Konglomerate mitberücksichtigt wurden. Aus der Abbildung geht hervor, daß die mächtigsten Bänke nördlich der Storschitz-Nordrand-Störung, in einem Bereich parallel zu dieser, gehäuft auftreten. Weiter nördlich finden sich nur an einer Stelle (im Smertnikbach) mächtigere Bänke.
(Der Bereich südlich der SNS bleibt bei der Diskussion dieser Kartendarstellungen zunächst unberücksichtigt, er wird später im Zusammenhang behandelt).



Deutlicher wird der Kontrast zwischen dem Normalflysch im Norden bzw. im Nordwesten und dem Übergangsbereich nördlich der SNS auf Abb.6,auf der die maximalen Korngrößen für 60 Aufschlüsse des Unter-Karbons in die Karte eingetragen wurden. Alle Korngrößen über 2 cm befinden sich (mit Ausnahme des Südbereichs) wieder im Gebiet nördlich der SNS,während im Gebiet des Normalflyschs nur Korngrößen unter 2 cm auftreten.
Ein weiterer Versuch,die Position im Trog zu bestimmen durch das Ermitteln des jeweiligen Sand-Ton-Verhältnisses im Aufschluß wurde nach kurzer Zeit aufgegeben,weil sich diese Bestimmung für ein schlecht aufgeschlossenes Flyschgebiet als undurchführbar erwies.Wenn keine zusammenhängenden Aufschlüsse vorhanden sind,so können die stichpunktartigen Messungen sehr leicht ein völlig verfälschtes Bild ergeben.Wenn z.B. in einem sonst relativ tonigen Bereich eine sehr mächtige Grauwacke eingeschaltet ist,so ist das Sand-Ton-Verhältnis bedeutend höher, als wenn diese eine Bank gerade nicht aufgeschlossen wäre.



Statt der Bestimmung des Sand-Ton-Verhältnisses wurde jeweils subjektiv der Gesamtcharakter des Aufschlusses abgeschätzt. Dabei wird unter Siltflysch eine Wechsellagerung von vorwiegend Siltsteinen mit Tonschiefern verstanden,unter Normalflysch eine Grauwacken-Schiefer-Wechselfolge und unter Grobflysch Aufschlußbereiche,in denen grobe,konglomeratische Grauwacken auftreten. -- Wegen der eben angeführten Nachteile der objektiven Messung in einem schlecht aufgeschlossenen Gebiet scheint mir diese subjektive Schätzung bedeutend besser zu sein.--
In Abb.7 wurden die Ergebnisse dieser Abschätzung in die Karte eingetragen.Auf den ersten Blick scheinen die Kärtchen der Korngröße und Bankmächtigkeit (Abb.5 und 6) klarer zu sein,aber der Kontrast zwischen Normalflysch und Übergangsbereich wird auch hier deutlich,wenn man auf die Verteilung des Siltflyschs achtet,der fast ganz auf den nördlichsten Bereich beschränkt ist.



Die Unregelmäßigkeiten auf allen drei Abbildungen,auf denen die groben und feinen Bereiche nie völlig getrennt sind,werden weiter unten verständlicher werden,wenn das Bild der Schüttungs-Richtungen diskutiert wird.

Im Seeberger Aufbruch gibt es eine Vielzahl von klastischen Sedimenten,angefangen vom Silur bis zum Unter-Karbon in nicht flyschartiger Ausbildung.In all diesen klastischen Serien können dieselben Gesteinstypen (Grauwacken,Siltsteine,Tonschiefer) vorkommen wie im Unter-Karbon-Flysch.
Das wesentlichste Merkmal des Normal-Flyschs,das ihn von allen anderen klastischen Bildungen unterscheidet,ist die regelmäßige Wechsellagerung von wohldefinierten Grauwackenbänken (bzw. Siltsteinen) mit Tonschiefern.

Ein weiteres Kennzeichen ist das Auftreten von Dictyodora liebeana in diesem ganzen Bereich (Abb.8).Die Bedeutung dieses weit verbreiteten und leicht auffindbaren Spurenfossils als Fazies-Indikator kann nicht genug betont werden.

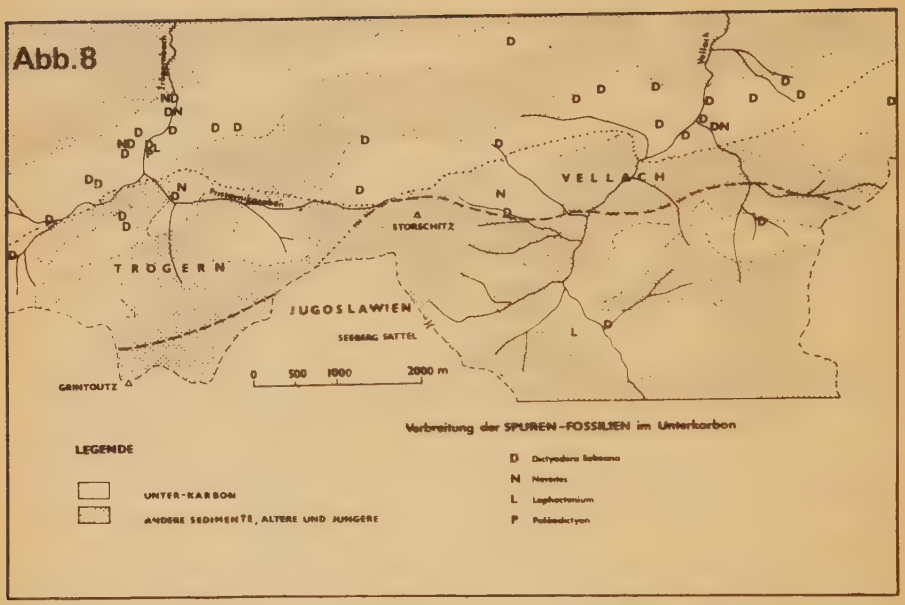


Abb.8 zeigt,daß Dictyodora in erster Linie im Normalflysch vorkommt und nach Süden im Übergangsbereich deutlich seltener wird.Südlich der SNS wurde sie überhaupt nur an zwei Stellen gefunden (s.u.),in der Umgebung der unterkarbonischen Bänderkalke fehlt sie völlig.Auch in den ähnlichen klastischen Serien des Silurs wurde nie eine Dictyodora gefunden.

c.Der südliche Übergangsbereich

Verfolgt man die unterkarbonischen Flyschsedimente nach Süden, so schaltet sich in die regelmäßige Wechsellagerung von Grauwacken und Tonschiefern eine ganze Suite von andersartigen Gesteinen ein und verdrängt diese allmählich ganz.
Diese Übergangssedimente lassen sich in genetischer Folge vom Trog zum Rand hin gliedern:

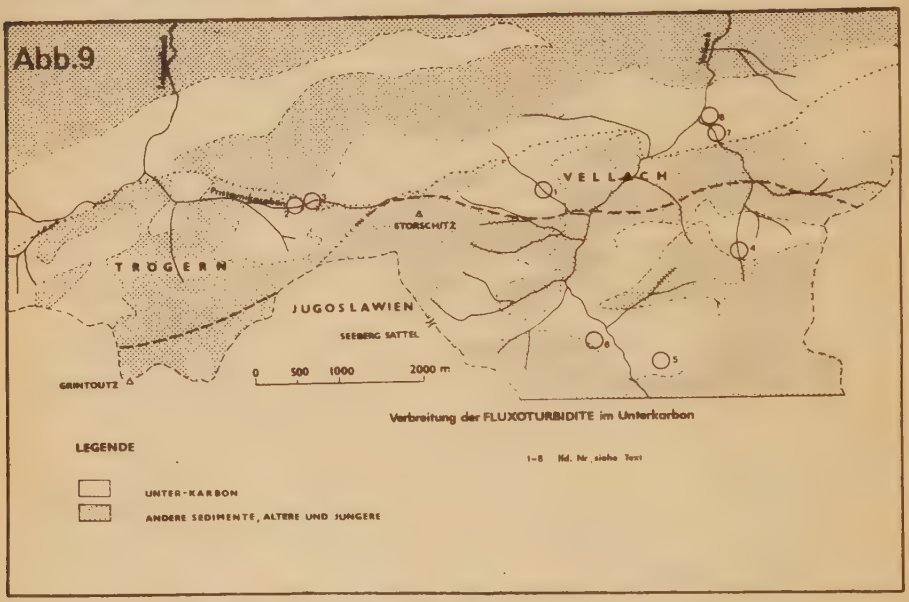
1.Turbidite
2.Fluxoturbidite
3.Parakonglomerate
4.Mudflows
5.Olisthostrome
6.Slump-Sedimente

Nach dem Ablagerungsmechanismus,der sich nach GÖRLER & REUTTER (1968) vor allem aus der Matrix erschließen läßt,sind zwei Gruppen zu unterscheiden:Erste Gruppe (1-2) mit einer Grauwakkenmatrix und einem Ablagerungsmechanismus durch Turbidity currents.
Zweite Gruppe mit einer tonigen Matrix (4-6),Ablagerungs-Mechanismus:Rutschungen und Schlammströme.
Zwischen beiden stehen die Parakonglomerate im Sinne von PETTIJOHN (1957),bei denen sowohl eine tonige als auch eine sandige Matrix auftreten kann.Man kann diese also nach CROWELL (1957) unterteilen in Pebbly mudstones und Pebbly sandstones.
CROWELL glaubt,daß sich die Turbidite bei größerer Anlaufszeit aus Schlammströmen entwickeln können.Im gleichen Sinne äußert SAMES (1965),daß konglomeratische Mudflows die Vorstufe gradierter Konglomerate darstellen.Dagegen führen GÖRLER & REUTTER (1968) mit Recht die Unterschiede in der Matrix ins Feld: Aus einem tonigen Schlammstrom könne sich niemals ein sandiger Suspensionsstrom entwickeln.

1.Turbidite
Regelmäßige Wechsellagerungsserie von wohldefinierten Grauwakkenbänken und Tonschiefern (s.o.Normalflysch).

2.Fluxoturbidite
Fluxoturbidite wurden von DZULINSKI,KSIASKIEWICZ & KUENEN (1959) an Vorkommen in den polnischen karpathen definiert.
Beschreibung nach UNRUG (1963):
a.linsenförmige komplexe Bänke mit großen Bankmächtigkeiten
b.Auftreten von grobem Material,Konglomeraten
c.Fehlende Gradierung in den Konglomeraten,symmetrische,multiple und diskontinuierliche in den Sandsteinen
d.geringer Pelitgehalt,wenig banktrennende Elemente (Siltsteine und Tonschiefer)
Die wichtigsten genetischen Voraussetzungen zur Entstehung von Fluxoturbiditen sind nach DZULINSKI,KSIASKIEWICZ & KUENEN (1959):
a.powerful supply forming thick beds and leaving no time for the accumulation of clay.
b.a short distance to the origin,so that the material is not spread out into thin beds covering wide areas,that the coarse material is not dropped on the way and that turbidity currents

have not succeeded in sorting the materials to produce regular grading.
c. instead of the usual longitudinal transport this material can have been introduced from the side.
Abb. 9 zeigt die Verteilung der Fluxoturbidite im Arbeitsgebiet



Es handlet sich um Fächer grober Grauwacken, bei denen eine auf die andere folgt. Die Schichtflächen sind dadurch häufig unklar. Es finden sich konglomeratische Anteile, aber im Unterschied zu den konglomeratischen Grauwacken (Pebbly sandstones, Grobturbidite) handelt es sich hier stets um einen ganzen Zyklus von Grauwacken, dessen Mächtigkeit sehr viel größer ist. In der Regel sind keine Sohlmarken zu finden, teils wegen des unterschiedlichen Ablagerungs-Mechanismus als Sand-flows, teils weil die Unterfläche kein Ton ist, sondern Sand, der keine Sohlmarken konserviert.

Vorkommen im Seeberger Aufbruch (siehe Abb.9)

Das beste Beispiel für eine Serie von Fluxoturbiditen findet sich im Pasterkbach in Vellach ab 970m aufwärts (1 auf Abb.9).

Abb.10 zeigt zwei bezeichnende sedimentäre Gefüge aus dieser Serie: In 10a ist zu sehen, wie die unruhige Unterfläche eines konglomeratischen Schüttungskörpers innerhalb der Serie keine Schichtfuge bildet. Die Schüttung erfolgte schnell auf die unmittelbar darunter abgelagerte Grauwacke, die teilweise erodiert wurde. Auf 10b sind dünne Tonfilme zu sehen, die sich zwischen den unteren Grauwacken absetzen konnten. Die unterste Schichtfuge hört auf der rechten Bildseite plötzlich auf, weil hier der dünne Tonfilm von der folgenden Grauwacke erodiert wurde. Damit ist das banktrennende Element verschwunden, zwei Bänke werden zu einer. Die Konglomerat-Basis in der oberen Bildhälfte fällt nicht mit einer Schichtfuge zusammen, sondern liegt scheinbar mitten in der Grauwackenbank. Auch hier folgte die Sedimentation sofort aufeinander, so daß für die Ausbildung einer Tonschicht (Schichtfuge) keine Zeit blieb.

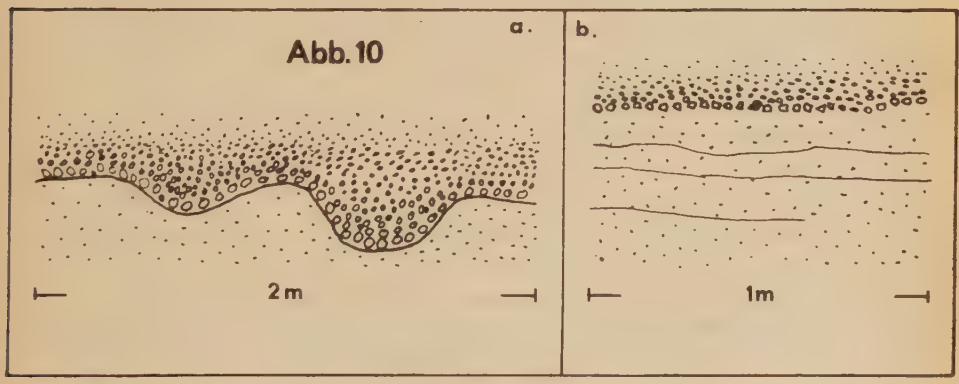


Abb.10

1. Kasterkbach, ab 970 m aufwärts (52) [1], Vellach
Mächtigkeit der Grauwacken-Serie 40 m, maximale Bankmächtigkeit nicht eindeutig anzugeben, maximale Korngröße 3 cm. Die Grauwacken sind sehr unrein, sie enthalten viel toniges Material und Lydit. Die einzelnen Bänke sind sehr schlecht definiert, die Bankgrenzen undeutlich. Die Gradierung ist so schlecht ausgebil-

1) Die Zahlen in Klammern beziehen sich auf das Aufschluß-Verzeichnis (Abb.2).

det,daß man mit ihrer Hilfe die Lagerungsverhältnisse nicht eindeutig zu klären vermag,ein Fall der im Normal-Flysch im Norden fast undenkbar ist.Nur die seltenen Fälle mit einer aufgeschlossenen Basis (Abb.10) helfen hier weiter.

2.Oberer Pristovnikgraben,1160-1180 m,(31),Trögern
Grobe Grauwacken,z.T.konglomeratisch,sehr mächtig,insgesamt 20-30 m,Lagerung nicht eindeutig zu klären.Maximale Korngröße:einzelne schwimmende Gerölle von Lydit 3 cm,sonst max.1 cm.

3.Oberer Pristovnikgraben,1190-1220 m,(32)
Sehr mächtige Grauwacken-Serie,insgesamt 40-50 m,keine genauen Bankgrenzen,hier keine Konglomerate.Große Lydit-Brocken in normaler Grauwacke schwimmend,3-4 cm groß,sonst max.Korngr.0,5 cm.

4.Felsentorbach,1145-1175 m,(68),Vellach
30 m mächtige Serie von Grauwacken ohne Tonschiefer-Zwischenschaltung.Einzelbänke sehr häufig mit Lyditbrekzien-Basis (in einer Grauwackenmatrix),nach oben übergehend in normale Grauwacken.Maximale Korngröße der Lydit-Brocken: 8 cm,sonst 1 cm.
Auffällig an diesem Vorkommen:die gut erkennbare Gradierung.

5.Fahrstraße zum Leßnik,vorletzte Serpentine vor dem Haus,(59)
Mächtige schlecht gradierte Grauwackenbänke,über 10 m mächtig.

6.Sadnikarbach,920 m,Beginn der Steilstufe im Bach,(84)
Serie mächtiger Grauwacken,3-4 Bänke über 4 m dick,max.Korngröße 2 cm.

7.Sadonigbach,725 m,neben der Wiese,(47)
mächtige Grauwackenserie,max.Bankmächtigkeit 3 m,max.Korngröße 1 cm.

8.Vellachtal,unterhalb der Einmündung des Sadonigbaches,(50)
Rutsch am Hang,nicht anstehend,deshalb auch nicht eindeutig.
Grobe Grauwacken-Assoziation,max.Bankmächtigkeit 2 m,max.Korngröße 2 cm.

Lyditbrekzien

Im Zusammenhang mit den Fluxoturbiditen läßt sich vielleicht noch etwas zur Genese der Lyditbrekzien aussagen,die in den Karnischen Alpen und Karawanken so häufig vorkommen.
Es handelt sich um Gesteine,die bis zu 80% Lydit und Kieselschiefer enthalten.Die maximal cm-großen Komponenten sind in der Regel eckig.Sie müssen bei der Wiederaufarbeitung schon

verfestigt gewesen sein.An anderen Komponenten treten Quarz,gelegentlich Spilit und Grauwacke,auf.Die Matrix ist bei allen Lyditbrekzien typische Grauwacke.
Im Seeberger Aufbruch wurden Lyditbrekzien nie im Zusammenhang mit turbiditischen Grauwacken des Normal-Flyschs beobachtet.Sie wurden überhaupt nur in den südlichen Bereichen gefunden,was sie als ausgesprochen hangnahe Sedimente ausweist.
Fast alle Fluxoturbidit-Vorkommen enthalten sehr viel aufgearbeiteten Lydit,ja Lyditbrekzien sind geradezu kennzeichnend für die Fluxoturbidite.Das beste Beispiel bietet die eben beschriebene Fluxoturbidit-Serie aus dem Felsentorbach,wo an der Basis von mehreren Grauwackenbänken Lydit-Brekzien auftreten,jeweils mit einer Grauwackenmatrix.
Möglicherweise ist der Zusammenhang zwischen Fluxoturbiditen und Lyditbrekzien ein Hinweis auf den andersartigen Ablagerungsmechanismus der Fluxoturbidite,die den Untergrund (hier Kieselschiefer und Lydite am Troghang) stärker aufhobeln als normale Turbidite.Für die relativ starke Erosionskraft von Fluxoturbiditen führt auch UNRUG (1963) Beweise aus den polnischen Karpathen an.
Die Lyditbrekzien werden hier also als Teile von Fluxoturbiditen am Trog-Abhang gedeutet.

3.Parakonglomerate

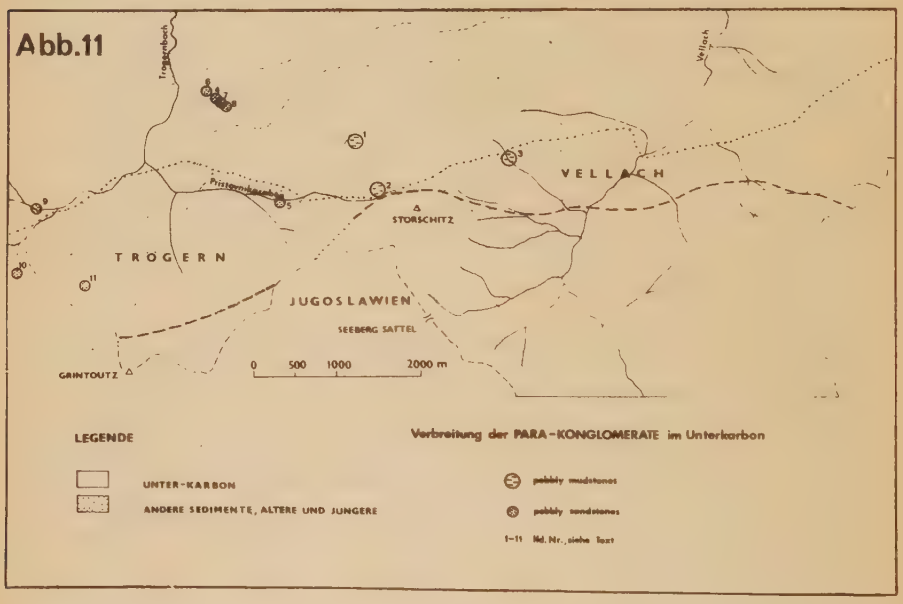
Kennzeichnend für die Parakonglomerate im Sinne von PETTIJOHN (1957) sind die in feinkörniger Matrix schwimmenden Gerölle. Im Gegensatz zu den Orthokonglomeraten,die durch Flüsse,Brandung etc. entstanden sind,wurden Parakonglomerate nach PETTIJOHN gebildet durch "subaqueous turbidity flow and slides". CROWELL (1957) unterscheidet zwei Untergruppen,Pebbly mudstones undPebbly sandstones.

a.Pebbly mudstones

(Gerölltone,ACKERMANN,1951;pebbly mudstones,CROWELL,1957;Ton-Hangschutt-Strom,Konglomerat-Slumping,GÖRLER & REUTTER,1968)

Vorkommen im Seeberger Aufbruch (Abb.11):
1.Plasnik,Hang im Wald südlich des Gehöfts Plasnik,etwa 50 m nördlich Pkt.1460,(38),Trögern
Der gesamte Rutschkörper ist 80-100 m mächtig.Die Kontakte zu den hangenden und liegenden Schichten sind leider nicht aufgeschlossen,im Liegenden finden sich Normal-Flysch-Sedimente,im

Hangenden Siltflysch mit Dictyodora und Nereites.
Erstaunlich ist die Größe der einzelnen Gerölle und die Art der Zusammensetzung der Geröllarten.Es handelt sich praktisch um ein monomiktes Konglomerat ausschließlich mit Grauwacken-Geröllen.(Daneben ganz untergeordnet Siltsteine und gut gerundete Tonsteine,die sich herkunftsmäßig der gleichen Umgebung zuordnen lassen wie die Grauwacken).Außer diesen fanden sich nur ganz wenige Brocken von Kieselschiefer,die bezeichnenderweise eckig sind.Die größten Grauwacken-Gerölle weisen einen Durchmesser von 80 cm ! auf und sind dabei ausgezeichnet gerundet. Gerölle mit einem Durchmesser von etwa 30 cm sind weit verbreitet.



Es läßt sich keine Gradierung beobachten.Die Grauwacken-Gerölle,die teilweise eine abgeplattete Zurundung zeigen (entsprechend einer ursprünglichen Bankung ?),lassen manchmal eine Dachziegel-Lagerung (imbrication) erkennen,wobei sie nach Süden einfallen.Außerdem läßt sich eine Einregelung der langen Geröll-Achsen feststellen.Es wurden etwa 50 Gerölle eingemessen.Die ermittelten Werte weichen vom allgemeinen Streichen in diesem Bereich deutlich ab,so daß eine tektonische Einregelung ausscheidet.

ausscheidet. Nach UNRUG (1963) ist eine Einregelung der langen Geröllachsen parallel zur Richtung des Transports eine häufige Erscheinung in den polnischen Karpathen, ebenso das Einfallen der plattigen Gerölle nach stromauf. wertet man die Messungen in diesem Sinne aus, so ergibt sich für dies Vorkommen eine Transport-Richtung fast genau nach Norden.

Die Matrix des Sediments ist tonig mit siltigen Beimischungen. Im Dünnschliff läßt sich erkennen, daß eckige Quarzkörner (von Siltgröße) in toniger Matrix schwimmen, dabei gibt es eine lagige Anordnung von gröberen und feineren Partien. Die gröberen enthalten lagige Tonschiefer-Schuppen, Glimmer, Quarz und Lydit. Diese Anordnung ist sedimentär, da die Schieferung die Lagen im spitzen Winkel schneidet. Interessant ist, daß die siltigen Beimengungen manchmal kleine tropfenförmige Rutschkörper bilden.

Die Grauwacken wurden sehr genau nach Merkmalen untersucht, ob es sich um wieder aufgearbeitete Flysch-Grauwacken handelt. Denn dies würde ganz erhebliche differentielle Bewegungen innerhalb des Flysch-Trogs beweisen. Für die Ablagerung von Flysch-Sedimenten wird ja heute allgemein (trotz ZEIL, 1960) tiefes Wasser angenommen. Da die Abrollung und Zurundung der Gerölle aber nur in bewegtem flachen Wasser erfolgt sein kann, müßte man mit Bewegungen in der Größenordnung von 1000 m rechnen. Nun fehlen aber an diesen Grauwacken alle typischen Flysch-Sediment-Strukturen. Es wurden keinerlei Sohlmarken gefunden. Dies Fehlen ließe sich vielleicht noch durch die Abrollung der Gerölle erklären. Aber auch gradierte Schichtung fehlt generell, sie wurde überhaupt nur an einem Geröll nachgewiesen und zeigt sich auch hier nicht in einem allmählichen Abnehmen der Korngröße, sondern in einem deutlichen Gradierungs-Sprung.

Außerdem haben viele Grauwacken-Gerölle ein grünliches Aussehen und unterscheiden sich in der Zusammensetzung durch das Zurücktreten der lithischen Komponente (s.u. Grauwackenlithologie) von den Flysch-Grauwacken.

Auf Grund aller beschriebenen Merkmale werden folgende Schlüsse für die Genese des Sediments gezogen: An einer Steilküste am Rand des Flyschtrogs wird eine Serie von schon verfestigten Grauwacken und Tonschiefern durch die Brandung aufgearbeitet. Große Grauwackenblöcke werden dabei zu sehr gut gerundeten Geröllen abgeschliffen. Die außergewöhnliche Größe der Gerölle

schließt einen weiten Transportweg aus.--Ähnlich große gerundete Grauwackenblöcke kann man z.B. an der Küste von Wales beobachten,wo silurische Grauwacken von der Brandung rezent aufgearbeitet werden.Blöcke von dieser Größe sind auf die unmittelbare Umgebung der Kliffs beschränkt,mit zunehmender Entfernung von diesen nimmt die Geröllgröße rasch ab.--Die übrigen Anteile der Sediment-Serie,Siltsteine und grünliche Tonschiefer werden durch die Brandung zur feinen Fraktion kleingemahlen,die später die Matrix bildet.Die Gerölle von Tonstein sind gleichfalls ein Hinweis auf einen nur kurzen Transportweg.
Vielleicht durch ein Erdbeben ausgelöst gerät die ganze Gruppe dieser Schelf-Sedimente ins Rutschen und gleitet in den Trog, wobei sich feiner Tonschlamm und grobe Geröllblöcke vermischen. Die feine Siltkomponente im Ton zeigt durch tropfenförmige Ausschwänzung die Rutschbewegung an.Als Herkunftsmaterial für die Grauwacken-Gerölle kommt eine altpaläozoische Grauwacken-Tonschiefer-Serie oder eine unterkarbonische Schelf-Grauwacken-Sedimentation in Frage.
--Ich halte es für unwahrscheinlich,ganz abgesehen von der tonigen Matrix in diesem Sediment,daß ein Turbidity current in der Lage wäre,Blöcke von einem Meter Durchmesser in Suspension zu transportieren.Zwar beschreibt SAMES (1965) das Baganza-Konglomerat im Apennin als Sediment eines Suspensionsstroms besonders hoher Dichte,der selbst metergroße Blöcke mittransportieren konnte,aber man kann dort genau so gut annehmen,daß diese großen Blöcke an der Basis des Turbidity currents mitrollten und nicht in Schwebe transportiert wurden.Im soeben beschriebenen Pebbly mudstone stecken die großen Blöcke aber mitten im Sediment und sind nicht an der Basis angereichert.--
2.Kepp,SW Pkt.1631,im obersten Pristovnikgraben,1460 m,im von Norden einmündenden Quellarm,(33),Trögern
Es handelt sich um einen Sedimentkörper von 6 m Mächtigkeit, der sich auf eine Entfernung von 400 m im Streichen verfolgen läßt.Dieser Körper ist eingeschaltet in eine Normal-Sedimentation von Siltflysch bis Normalflysch.In das Konglomerat sind an mehreren Stellen große Tonschiefer-Schollen von 1-2 m Durchmesser eingelagert.Die maximale Geröllgröße beträgt 20 cm,grünliche quarzitische Grauwacken bilden die größten Gerölle.
Im Unterschied zum Plasnik-Konglomerat handelt es sich beim

Kepp-Konglomerat um ein polymiktes Konglomerat mit sehr vielen unterschiedlichen Geröllen (Analyse s.u.).
Die Matrix ist tonig-siltig,in einer Grundmasse von ca.80% Ton schwimmen etwa 20% eckige Quarzkörner von Siltgröße.Die gröberen Partien des Konglomerats enthalten nur wenig Matrix,dünne Tonhäute um die einzelnen Gerölle und etwas siltigen Ton in den Zwickeln.
Im Unterschied zum Plasnik-Konglomerat dürften die Gerölle nicht an einer Steilküste gebildet,sondern wegen des gemischten Materials von Flüssen aus einem größeren Einzugsbereich mit verschiedenen Gesteinen in den Schelfbereich transportiert worden sein,bevor dann in ähnlicher Weise die Rutschung erfolgte.
Die großen Tonschiefer-Schollen wurden wahrscheinlich beim Rutschvorgang aus dem Untergrund aufgenommen.
3.Pasterk,im Pasterkbach auf 1145 m Höhe,unmittelbar westl. des Großen Pasterkfelsens (nicht zu verwechseln mit den Fluxoturbiditen weiter unten im Bach),(52),Vellach
Die Mächtigkeit des Konglomerats beträgt 3 m.Es ist in eine Siltflysch-Folge eingeschaltet.Die Matrix ist tonig-siltig mit etwa 70% Ton und 30% Quarz von Siltgröße.Es handelt sich wie beim Kepp-Konglomerat um ein polymiktes Konglomerat.Die Genese dürfte ähnlich sein.

Die in Trögern und Vellach vorkommenden Pebbly mudstones sind nicht auf die spezielle Art und Weise zu erklären,wie CROWELL (1957) es für Vorkommen im Ventura Basin in Kalifornien annimmt.Dort sind nach CROWELL schon abgelagerte Schichten durch ankommende Turbidity currents zu Rutschungen ausgelöst worden, wobei sich Ton der Normal-Sedimentation und Gerölle vermischten und sich rutschend zu dem neuen Sediment-Typ Pebbly mudstones vermengten.Als Beleg führt CROWELL Slump-Strukturen an und eine hohe Beteiligung von Material aus dem stratigraphisch Liegenden.Außerdem finden sich Pebbly mudstones sehr häufig unmittelbar unterhalb von konglomeratischen Turbiditen.All diese Erscheinungen sind in den Karawanken nicht zu beobachten,so daß die Deutung von CROWELL als nur eine spezielle Möglichkeit aufgefaßt werden muß.Hier wird man eher die Deutung von ACKERMANN (1951) und anderen heranziehen,die Pebbly mudstones nur durch submarine Rutsche ohne vorhergehende Turbidity currents erklären.ACKERMANN führt als rezentes Beispiel für Gerölltone

Sedimente aus norwegischen Fjorden an.Vermischungen von Quicktonen mit gerundeten Strandgeröllen führen bei Rutschungen zu dem typischen Sediment der Pebbly mudstones.

b.Grauwacken-Konglomerate (Pebbly sandstones)
(pebbly sandstones,CROWELL,1957;gradierte Konglomerate,SAMES, 1965;Mc BRIDE,1962)
Es treten verschiedene Typen auf,von "Geröll-Schiefern" mit ziemlich toniger Grauwacken-Matrix bis zu massigen Konglomeratbänken.Allen gemeinsam ist eine Matrix aus Grauwacken-Material. Als Ablagerungsmechanismus sind Turbidity currents anzunehmen. Außer der Grauwacken-Matrix sprechen noch folgende Merkmale dafür:
1.An der Basis finden sich in der Regel Sohlmarken.
2.Die Gerölle schwimmen häufig in der Matrix ohne sich zu berühren.
3.Gradierung ist immer nachzuweisen.Häufig ist ein Korngrößensprung zwischen der konglomeratischen Basis und der folgenden normalen turbiditischen Grauwacke.In dieser ist die Gradierung dann kontinuierlich bis zum siltig-tonigen Top der Bank.
In den Basisbereichen findet sich manchmal auch mehrfache Gradierung.Aber gerade die allmähliche Korngrößenabnahme über den ganzen Komplex hin macht es wahrscheinlich,daß die Ablagerung in einem einmaligen Akt erfolgte.
Die Mächtigkeit der konglomeratischen Grauwacken beträgt in der Regel 5-7 m,die Korngröße in den Geröllen der konglomeratischen Basis maximal 2-3 cm.Diese ist also sehr viel geringer als bei den eben beschriebenen Pebbly mudstones.
--Das von SAMES (1965) beschriebene Baganza-Konglomerat ist 15 m mächtig und zeigt gleichfalls eine kontinuierliche Gradierung von unten bis oben.Die Geröllgröße wird von ihm nicht direkt angegeben,ist aber sicher geringer als die Größe der im untersten Bereich angereicherten Blöcke von maximal 0,5 m Durchmesser,bei denen ein Transport in Suspension fraglich erscheint.Man kann deshalb generell deststellen,daß in einer rutschenden Tonmasse offensichtlich sehr viel größere Gerölle in Suspension transportiert werden können als in einem Turbidity current.
Abb.12 zeigt ein Beispiel einer konglomeratischen Grauwacke aus dem Smertnikbach in Trögern.Die Gesamtmächtigkeit beträgt 730cm,

die maximale Korngröße 1,5 cm. In den unteren Bereichen, etwa 2 m, treten deutlich mehrfache konglomeratische Lagen auf. Dann folgen etwa 4 m Grauwacke, im unteren Bereich gradiert, nach oben hin feiner werdend und plattig geschichtet. Die obersten Bereiche werden von feinlaminierter siltiger Grauwacke gebildet, in der Ansätze von Convolute bedding auftreten.

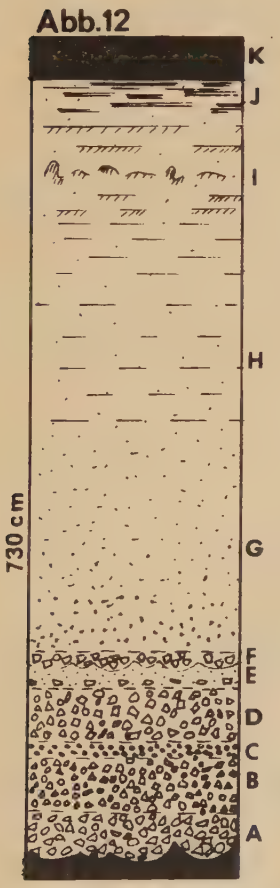


Abb.12 Konglomeratische Grauwacke im Smertnikbach, Trögern

K. hangende schwarze Tonschiefer

J. oberste Partien des Siltsteins, ganz fein laminiert

I. Siltstein mit dünnen Schrägschichtungsbändern und Ansatz zu Convolute bedding, 120 cm

H. plattige feinkörnige Grauwacke, oben sehr dünnplattig und laminiert, 200 cm

G. normale gradierte Grauawacke, unten mit relativ scharfem Übergang zum Kgl, 200cm

F. erneute konglomeratische Partie mit gewellter Unterfläche, 15 cm

E. Normal-Grauwacke mit schwimmenden Quarz-Geröllen an der Basis, 50 cm

D. wieder grobe Partie, nur wenig feiner als die Basis, 50 cm

C. feinkörnigere Lage, 15 cm

B. ziemlich schlecht gradiert Partie von etwas feinerem Korn, 50 cm

A. Basispartie mit sehr großen Flute casts Körner ausgesprochen eckig, ca. 40 cm mächtig.

Neben einer Korngrößenzunahme von unten nach oben ist also auch eine typische und vollständige Folge der Sedimentstrukturen im Sinne des von BOUMA (1962) beschriebenen Zyklus vorhanden.

Vorkommen in den Karawanken (Abb.11):

4.Smertnikbach,930 m Höhe,(12),Trögern,siehe Abb.12
7 m mächtiges Grauwacken-Konglomerat mit sehr großen Flute casts an der Basis (Länge 60,Breite 30,Tiefe 20 cm).Die Sediment-Strukturen entsprechen also in der Größe durchaus diesem mächtigen Turbidit.Die Körner an der Basis sind auffallend eckig.

5.Pristovnikgraben,1120 m,Wasserfall,(20),Trögern
Mächtigkeit 5 m,maximale Korngröße 2,5 cm,nur in den untersten 20 cm konglomeratisch.Darauf folgt eine Grauwacken-Partie mit schwacher Gradierung,schwach,weil sie sich über die restlichen 4 m verteilt.Die Grauwacke wird nach oben plattig und am Top schiefrig-tonig.Auch bei diesem Vorkommen sind die Flute casts sehr groß (lang 45,breit 25 cm).Es konnte hier eine gute Übereinstimmung der Richtung der Flute casts und der Orientierung der langen Geröll-Achsen beobachtet werden.

6.Smertnikbach,865 m,Wasserfall,(9),Trögern
Mächtigkeit 320 cm,max.Korngröße 1 cm,Flute casts 40 cm lang, 25 cm breit.Grob ist wieder nur die Basis (10 cm),der Rest der Grauwacke istsiltig.

7.Smertnikbach,950 m,unterhalb des kleinen Stegs,(13)
Maximale Mächtigkeit 2-3 m,max.Korngröße 0,5 cm.Keine weiteren Beobachtungen,da die Lagerung unklar ist.

8.Smertnikbach,956 m,oberhalb des Stegs,(14)
Bestes Beispiel für "Geröll-Schiefer".Es handelt sich um eine sehr tonige,konglomeratische Grauwacke,die deshalb geschiefert ist.Aber sowohl makroskopisch als auch im Dünnschliff ist die Grauwacken-Natur des Sediments deutlich zu erkennen.Die Mächtigkeit beträgt 2 m,die max.Korngr. 0,7 cm.An der Basis finden sich große Flute casts.

9.Paradiesbach,1060 m,(24),Trögern
Tonflatschen-Konglomerat.Es handelt sich um eine Grauwacke,die ganz erfüllt ist von Tonflatschen.Mächtigkeit 1 m,max.Korngr. (außer Tonflatschen) 0,4 cm.

10.Seilbahnbach,1280 m,(44),Trögern
Konglomeratische Grauwacke in Tonschiefer-Siltstein Umgebung. Mächtigkeit 6-7 m,max.Korngr. 1 cm.

11.Unterm Grintoutz,im Bach,der durch Pkt.1176 fließt,auf 1250 m Höhe,(45),Trögern
Konglomeratische Grauwacke in Tonschiefer-Siltstein Serie.Mächtigkeit unklar,max.Korngr. 1 cm.
12.Straße nach St.Leonhard,Bach vor dem Geländesporn bei St.L., letzte große Kurve der Straße
Nur in Lesesteinen konglomeratische Grauwacke.
13.Bach von der Ofnerhütte abwärts,1220 m,(25),Trögern
Nur in Lesesteinen und großen Blöcken,Mächtigkeit ca.2 m,max. Korngr.0,3 cm (außerhalb Abb.11).

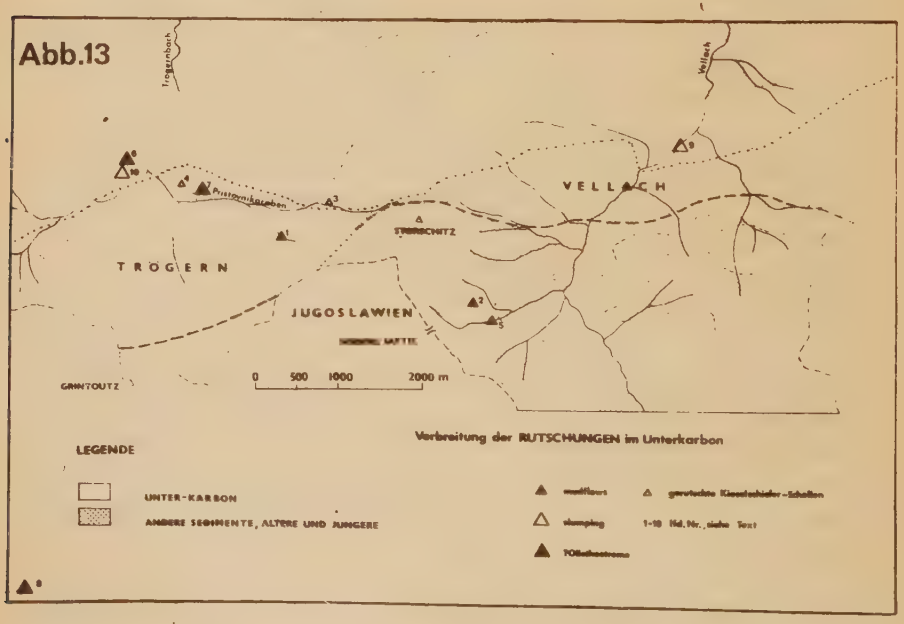
Eine multiple Gradierung der konglomeratischen Basis scheint ziemlich häufig zu sein.Daraus und aus dem Gradierungs-Sprung könnte man schließen,daß nicht ein Sedimentations-Vorgang,sondern mehrere Phasen stattgefunden haben.Für die Einzeitigkeit aber sprechen die großen Flute casts,die der Mächtigkeit der ganzen Bank entsprechen,und die normale kontinuierliche Gradierung in der übrigen Bank.Also sind wohl die multiple Gradierung und der Gradierungs-Sprung durch die spezielle Korngrößen-Klasse bedingt.

4.Mudflows

Definition nach SAMES (1965):Auflösung eines ehemaligen Sedimentverbandes bei der Rutschung,Formung eines tonigen Breies, in dem die Reste stärker verfestigter Bänke schwimmen.
Im Seeberger Aufbruch treten vor allem Lydit-Kieselschiefer-Mudflows auf.Es handelt sich hierbei nicht um Lydit-Brekzien, sondern um Rutsch-Sedimente.In einer tonigen Matrix schwimmen Schollen und Brocken von hellen Kieselschiefern und schwarzen Lyditen,die die unterschiedlichste Größe von einem Meter bis zu wenigen Zentimetern haben.Die Brocken sind durchweg eckig.Hierdurch unterscheiden sich die Mudflows von den Pebbly mudstones.

Genese:Tonige Sedimente geraten durch Wasser-Aufnahme in eine breiige Konsistenz,und dieser Tonbrei rutscht langsam den submarinen Hang hinab.Dabei nimmt er Scherben und Brocken des Untergrundes,vor allem Kieselschiefer und Lydite auf und vermengt sie beim Weiterrutschen zu einem Kieselschiefer-Scherbenbrei. Außer Kieselschiefern findet man auch Grauwacken und Siltsteine in dem Sediment.
Zu den Pebbly mudstones besteht ein großer genetischer Unter-

schied,da diese aus dem Schelfbereich in den Trog rutschen und darum auch exotisches Material enthalten können,während die Mudflows am Hang selbst entstehen und nur Material der dortigen Normal-Sedimentation (oder des dortigen Untergrundes) enthalten.
Schon bei den Fluxoturbiditen ergab sich ein Hinweis auf die Position der Kieselschiefer im Trog.Sie müssen sich nämlich zwischen dem Schelf und dem Punkt,an dem der Fluxturbidit zur Ruhe kam,befunden haben,um mit aufgearbeitet zu werden.
Auch hier bei den Mudflows muß man eine ähnliche Position annehmen,denn sie enthalten in der Regel nur Kieselschiefer-Scherben,weil dies die einzigen Sedimente waren,über die der Tonbrei am Hang hinwegglitt.Auch andere Indizien sprechen für diese Position der Kieselschiefer am oberen Teil des Abhangs (s.u.Kieselschiefer).
Die Abgrenzung der Mudflows vom Slumping wird durch die Tatsache gegeben,daß beim Mudflow der rutschende Ton nicht verfestigt,sondern breiig ist,während beim Slumping schon eine teilweise Verfestigung eingetreten ist,und die Sedimente noch teilweise im Verband bleiben.



Verbreitung der RUTSCHUNGEN im Unterkarbon

1.Südlicher Quellarm des Pristovnikgrabens,1160 m,(21),Trögern
Mehrere Lagen dieses Rutschsediments,dazwischen folgen jeweils blättrige Tonschiefer.In toniger Matrix schwimmen eckige Brokken von hellem Kieselschiefer,daneben kleinere Brocken von schwarzem Lydit,Grauwacke und Siltstein.Die größte Platte des hellen Kieselschiefers ist 1,50 m lang und 30 cm dick.Die Mächtigkeit des Gesamtkomplexes beträgt vielleicht 10 m,die der einzelnen Rutsche 2-3 m.
Im Dünnschliff finden sich folgende verschiedene Komponenten in einer tonig-siltigen Matrix mit etwa 90% Ton und 10% Quarz von Siltgröße:a.heller,sehr feiner,dichter Kieselschiefer

b.heller Kieselschiefer mit vielen,aber undeutlichen Radiolarien

c.heller Kieselschiefer mit Radiolarien,gradiert:die Radiolarien sind unten gehäuft,während der Kieselschiefer nach oben hin viel toniger wird.

d.stark karbonatisierter heller Kieselschiefer

e.total karbonatisierter Kieselschiefer,nur wenige Flecken des Ausgangs-Gesteins sind noch erhalten.

f.Lydit mit klastischer Komponente von eckigen Quarzkörnern.

g.Lydit mit Radiolarien,bei dem die Karbonatisierung an den Radiolarien einsetzt.

h.Radiolarit,Lydit mit sehr vielen,gut erhaltenen Radiolarien,bei denen z.T. noch die Stacheln erkennbar sind.

2.Paßstraße in Vellach,1110 m,(75)
Große Platte als Lesestein,in der Nähe von Bänderkalken
3.Pristovnikgraben,1280 m,(77),Trögern
Eine 4-5 m mächtige einzelne Kieselschiefer-Scholle,die in normaler unterkarbonischer Grauwacken-Schiefer Serie steckt.Vermutlich handelt es sich um eine eingerutschte exotische Scholle.
4.Weg zur Roblekalm,unterhalb Pkt.1035,(79),Trögern
Einzelne Kieselschiefer-Scholle mit diskordantem Kontakt zu den umgebenden Unter-Karbon-Sedimenten.Die Scholle ist 3-4 m groß und wurde zunächst für einen vulkanischen Gang gehalten,läßt sich aber im Dünnschliff als stark karbonatisierter heller Kieselschiefer erkennen.

5.Bach bei Steiner,1060 m,(76),Vellach
Zwischen Lyditen und Bänderkalken bei Pkt.1044 steckt ein etwa 2 m mächtiger Lydit-Mudflow.Hier ist allerdings die stratigraphische Stellung noch nicht gesichert.

5.Olisthostrome

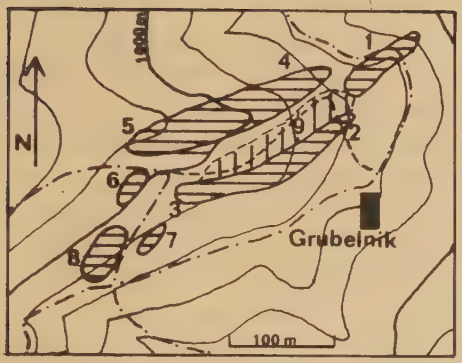
Olisthostrome (FLORES,1955) sind nach GÖRLER & REUTTER (1968) eine spezielle Art von Mudflows,die durch folgende lithologische Merkmale gekennzeichnet sind:

1. In einer tonig-mergeligen Grundmasse liegen Gesteinsbruchstücke (Olistholithe) aller Größen unklassiert und ungradiert nebeneinander.
2. Das Olisthostrom ist als unregelmäßiger Sediment-Körper in eine Schichtfolge eingeschaltet.
3. Der Kontakt zum Liegenden ist abrupt,dagegen zeigt sich zum Hangenden eine schmale Übergangszone.
4. Grundmasse und Olistholithe sind älter als die Sediment-Serien,in die das Olisthostrom eingelagert ist.

Die Besonderheit gegenüber den soeben beschriebenen Mudflows scheint in der Tatsache zu liegen,daß bei den Olisthostromen Matrix und Komponenten älter und exotisch gegenüber den umgebenden Normalsedimentation sind,daß sie also länger und weiter unterwegs sind als normale Mudflows.
Es ist nicht ganz eindeutig zu klären,ob es sich bei den Vorkommen in den Karawanken tatsächlich um echte Olisthostrome handelt,da das Alter der Matrix nicht festzustellen ist.Deshalb sollen zunächst die verdächtigen,äußerlich der Beschreibung von GÖRLER & REUTTER entsprechenden,Sedimente näher erläutert werde.Im Anschluß daran soll dann diskutiert werden,ob es sich wirklich um Olisthostrome handelt.

6.Grubelnik-Sedimente,oberhalb des Gehöfts von Grubelnik,(36), Trögern
Die Kalke und die übrigen Sedimente am Hang oberhalb des Gehöfts von Grubelnik in Trögern bilden eine der interessantesten sedimentären Erscheinungen im gesamten untersuchten Gebiet.Die Kartenskizze Abb.14 zeigt die ungefähre geologische Situation in diesem Bereich.
Die Umgebung der Kalke wird von ganz normalen Flysch-Sedimenten mit allen typischen Sediment-Strukturen,mit Dictyodora im Lie-

Abb.14



genden und Hangenden der Kalke,gebildet.Interessant sind vielleicht Rutschfalten in Grauwacken in der Nähe der Kalke (s.u. Slump-Strukturen).

Die Kalke bilden zwei Züge,die aber in sich nicht geschlossen und zusammenhängend sind,sondern jeweils aus einzelnen Kalk-Klippen bestehen,die durch Schiefer getrennt sind.Es ließ sich nicht mit letzter Sicherheit entscheiden,ob diese Zerreißung sekundär tektonisch ist,oder ob die Kalklinsen schon primär einzelne Kalk-Körper darstellten.

a.Der westliche Kalkzug,der höher am Hang liegt,stößt mit scharfem Kontakt im Westen gegen die Grauwacken-Schiefer Serie.Er umfaßt die Kalke 1,4,5 und 6 (Abb.14).4 und 5 hängen zusammen, während die anderen beiden isolierte Einzelklippen bilden,die durch Schiefer getrennt sind.Zwischen 5 und 6 führt der neue Güterweg von Grubelnik hindurch.

Die Kalke dieses westlichen Zuges sind auf das stärkste tektonisch beansprucht,sehr viel stärker als alle Kalke des Ostzuges.Sie sind an vielen Stellen so stark rekristallisiert und von Calcit-Adern durchzogen,daß es einfach unmöglich ist,ihre primäre Struktur zu erkennen.Bezeichnenderweise lieferte der Westzug auch keine Conodonten.Die Kalke bilden massige Klötze, eine primäre Schichtung läßt sich nicht feststellen.

b.Der untere östliche Kalkzug umfaßt die Kalke 2,3,7 und 8,von denen 2 und 3 zusammenhängen.Sie sind ebenfalls alle massig und stoßen mit scharfem Kontakt an die Schiefer im Osten.Diese

Kontakte äußern sich in beiden Zügen durch die Ausbildung von Steilwänden. Im östlichen Zug ist die Struktur und der innere Aufbau nur an einem Punkt klar zu erkennen, und zwar in Kalk 3 direkt an der Kurve des neuen Güterweges.
Hier zeigt sich ein ganz überraschendes Bild: Der äußerlich so massig wirkende Kalk stellt in Wahrheit eine Kalkbrekzie dar. Makroskopisch lassen sich verschiedene hellgraue und dunkle Kalk-Typen unterscheiden. An Fossilien sind Bryozoen und Korallen deutlich erkennbar. Genauso überraschend wie das Gefüge dieses Kalkes ist sein Inhalt an Conodonten. Denn es tritt eine Mischfauna vom Ober-Devon bis ins Unter-Karbon auf.
Die bisher beschriebenen Kalke sind natürlich keine Olisthostrome, aber sie bilden im Gelände dessen Umrahmung, und ihre Genese ist wohl auch nur im Zusammenhang mit diesem zu verstehen.

c. Das Olisthostrom von Grubelnik, 9 auf Abb. 14

Zwischen den beiden Kalkzügen führt ein kleiner alter Hohlweg von Grubelnik nach Westen aufwärts und biegt dann unmittelbar oberhalb einer kleinen Wiese scharf nach Süden um (Abb. 14). Schon vor dem Knick, vor allem aber danach weiter wegaufwärts ist das Olisthostrom aufgeschlossen. Es ist 20-30 m mächtig, wenn sich auch die genauen Ober- und Untergrenzen nicht feststellen lassen.
Das Sediment besteht aus Kalkblöcken und -platten, die in einer feinen Matrix schwimmen. Im Unterschied zu allen bisher beschriebenen Sedimenten ist die Matrix tonig-mergelig ohne Sandkomponente. Sie verwittert gelblich, und dadurch unterscheidet sich das Sediment von allen anderen. Die Gerölle bestehen ausschließlich aus Kalken und zwar aus verschiedenen Typen, schwarzen, lichten fast weißen, rötlichen und besonders häufig gelblich anwitternden grauen Knollenkalken mit Goniatiten. Die Kalke sind alle eckig und schwimmen in großen und kleinen Brocken in der Matrix. Die Knollenkalke bilden z.T. Platten bis zu einem Meter Durchmesser.
Wegen der Bedeutung für die Datierung der Flysch-Serie wurden besonders viel Proben auf Conodonten untersucht. Aus der tonig-mergeligen Matrix konnten leider keine gewonnen werden, obwohl es für die eindeutige Charakterisierung des Olisthostroms und für die unmittelbare Datierung des Flyschs besonders wichtig gewesen wäre.

Im Olisthostrom steckt eine Zeitspanne vom unteren Ober-Devon bis zum höchsten Unter-Karbon mit leitenden Formen für to II, to III, to VI, cu IIβ/γ und cu III. (Näheres zur Stratigraphie siehe unten).

Besonders interessant sind die Goniatiten-Kalke, die im Olisthostrom häufig sind. Nach Conodonten gehören sie ins cu III. Die Goniatiten sind sehr zahlreich, aber es sind fast ausnahmslos kleine Exemplare. Es gelang bisher nicht, ein geeignetes Exemplar zur Bestimmung zu isolieren.

d. Im vermutlich Hangenden des Olisthostroms (die Kontakte der Obergrenze sind sehr schlecht aufgeschlossen) finden sich einige schlecht gradierte karbonatische Grauwacken und eine Serie von etwa 10 m bräunlichen Tonschiefern mit ganz vereinzelten Siltbändern.

e. Zur Genese der Sedimente muß zunächst festgestellt werden, daß alle Grubelnik-Sedimente, Kalke, Kalkrutsch und dessen umgebende Schiefer ausgesprochen exotisch in der Flysch-Umgebung wirken. Im Rutsch-Sediment sind keinerlei Flysch-Gesteine aufgearbeitet als Komponenten vorhanden. Die mergelige Matrix unterscheidet sich ebenfalls von allen tonigen Bildungen des Flyschs. Man muß also daraus schließen, daß alle Sedimente aus einem anderen Fazies-Raum in den Flysch-Trog eingerutscht sind.

Der unmittelbare Zusammenhang zwischen den Kalken und dem Rusch ist noch unklar. Aber die Kalk-Brekzie (s.o.) zeigt im Dünnschliff in den wenigen kleinen Zwickeln zwischen den Kalk-Komponenten Reste einer mergeligen Matrix, die genauso aussieht wie die Matrix des Olisthostroms. Da diese Kalk-Brekzie außerdem den gleichen stratigraphischen Bereich umfaßt wie der Rutsch, scheint doch ein enger Zusammenhang zwischen beiden zu bestehen. Die Frage nach der Genese der Kalke ist die schwierigste, und es muß offenbleiben, ob es sich um riesige Olistholithe im Olisthostrom handelt (dafür scheint jedoch die Ausdehnung des Olisthostroms fast zu klein zu sein), oder um isolierte exotische Klötze, die nur den gleichen Weg wie das Olisthostrom nahmen, oder ob nur bei den massigen Kalken die Olisthostrom-Matrix später durch Strömungen ausgespült worden ist. Diese letzte Deutung scheint aber am wenigsten wahrscheinlich, da nicht bei allen massigen Kalken ein brekziöser Aufbau nachgewiesen werden konnte.

Jetzt ist noch die Frage zu prüfen, ob man das Kalk-Rutsch-Sediment als Olisthostrom im Sinne von GÖRLER & REUTTER bezeichnen kann. Der lithologischen Beschreibung entspricht es durchaus. Offenbleiben muß die Frage, ob auch die Matrix neben den Geröllen älter ist als die umgebenden Sedimente. Auf jeden Fall ist sie fremd in der Flysch-Umgebung. Deshalb erscheint die Bezeichnung als Olisthostrom doch gerechtfertigt.

7. Pristovnikbach, 960 m, kleine Rinne im Norden zwischen dem Bach und dem Weg zur Roblekalm, (49), Trögern

Das Vorkommen ist sehr viel weniger mächtig als das bei Grubelnik, nämlich nur etwa 1 m. Lithologisch ist es aber dem Grubelnik-Typ recht ähnlich, nur daß die einzelnen Gerölle stärker ausgelängt sind. Man kann nicht ganz sicher sagen, ob diese Auslängung sedimentärer oder tektonischer Natur ist. Die Form der Gerölle spricht mehr für eine sedimentäre Längung von Material, das noch nicht ganz verfestigt war.

Die Matrix besteht aus einem dunklen, fast schwarzen, ziemlich kalkigen Mergel. Die auffälligsten Gerölle sind lichte Kalke mit einer feinen lagigen Struktur (Stromatoporen?) und ein Styliolinenkalk.

Auch dieser Kalkrutsch umfaßt nach Conodonten einen größeren stratigraphischen Bereich mit mitteldevonischen und oberdevonischen Leitformen.

Trotz der geringen Mächtigkeit muß man auch dies Sediment nicht als kalkigen Mudflow, sondern wegen der großen stratigraphischen Reichweite, die es umfaßt, als Olisthostrom bezeichnen. (GÖRLER & REUTTER erwähnen ebenfalls Ol. von Dezimeter-Größe.

Die Umgebung des Sediments ist schlecht aufgeschlossen. An Lesesteinen finden sich Tonschiefer und Grauwacken, und im Norden schließt sich ein typischer Normal-Flysch-Bereich an. Aber es läßt sich nicht entscheiden, ob das Rutsch-Sediment mitten im Flysch steckt oder an dieser Stelle die Basis bildet.

Über dem Rutsch-Sediment folgen noch mehrere Meter eines vermutlich allodapischen Flatten-Kalkes des mittleren Ober-Devons (s.u. Stratigraphie).

8. Kokra-Graben, westlich von Jezersko, Jugoslawien

Das 20-30 m mächtige Sediment, das im oberen Kokra-Graben sehr gut aufgeschlossen ist, bildet das beste Beispiel für ein

Olisthostrom.Aber wegen der Grenznähe war dies Vorkommen leider nicht näher zu bearbeiten.Nach frdl.mündlicher Mitteilung von Herrn Prof.RAMOVS,Ljubljana,fanden sich in Kalkgeröllen unterkarbonische Conodonten.

6.Slumping

Slumping ist nach GÖRLER & REUTTER (1968) das Rutschen einer unverfestigten Wechsel-Serie von tonigen und anderen Sedimenten infolge von Relief-Übersteilung und teilweiser Thixotropie.Das Material bleibt dabei im gleichen stratigraphischen Niveau.

Slumping ist gut aufgeschlossen in einem Abschnitt normaler Flysch-Sedimente im Vellachtal (Abb.13):
9.Stefanriegel (TELLER,1898) bei den kleinen Serpentinen der Seebergstraße unterhalb vom Gasthaus Paulitsch,in der Vellach, (51)
Die normale Flysch-Wechsellagerungs-Serie zeigt an mehreren Stellen deutliche Rutscherscheinungen (slump structures).Abb. 15-16 zeigen Beispiele dieser Strukturen.Für alle ist kennzeichnend,daß sie auf einen verhältnismäßig kleinen Bereich der Abfolge beschränkt sind,während darunter und darüber die Lagerung ungestört ist.
Abb.15 zeigt einen Bereich am oberen Beginn des klammartigen Anschnittes durch die Vellach:

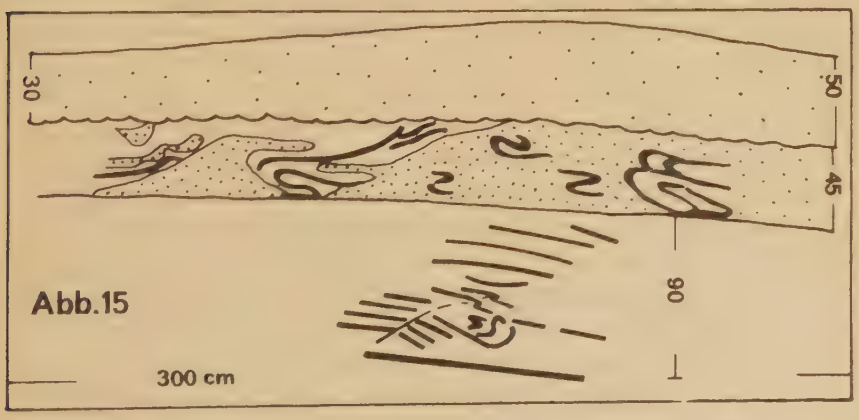


Abb.15

Die stärksten Rutscherscheinungen zeigt die Grauwacken-Bank in der Mitte.In sie eingelagert sind Fetzen einer Siltstein-Ton-

schiefer-Wechsellagerung,die teilweise aufgerollt,teilweise hakenartig gekrümmt sind.Dazwischen ist die Grauwacke völlig aufgelöst in einzelne Flecken und Partien,die Zwischenräume sind von Schiefer (weiß) und Siltstein (schwarz) ausgefüllt.
Die unter der Grauwacke liegende Siltstein-Tonschiefer-wechsellagerung ist durch die Rutsch-Bewegung nicht unbeeinflußt geblieben.Der ganze Stoß ist offensichtlich passiv mitbewegt worden,wobei an einer Stelle eine Stauchung eintrat.Die Stauchfalten gehen weiter unterhalb in einen Bruch über:tektonische Erscheinungsformen mit sedimentärer Ursache.
Nach den Slump-Vorgängen wurde darüber eine neue Grauwacken-Bank abgelagert,die mit scharfer Unterkante mit Flute casts das chaotische Bild darunter glatt abschließt.Die Rutsch-Bewegung ging allerdings noch weiter,was an der erstaunlichen Mächtigkeits-Schwankung der obersten Grauwacke von 30 auf 50 cm auf einer Entfernung von 3 m abzulesen ist.Bei der Ablagerung war die Bank sicher überall gleich mächtig,aber nach der Sedimentation wanderte der Sand noch weiter,wobei man wohl eher an ein Sand-Fließen als an echtes Rutschen denken muß.Beide Grauwackenbänke waren bei der Bewegung noch nicht verfestigt.Die Vergenz ist an dieser Stelle unklar.
Abb.16 zeigt das Zerreißen und Verflößen karbonatischer Siltsteinbänke durch Rutschung.Für das Aufschlußbild a) ergeben sich mehrer Möglichkeiten der Deutung:
a.konkretionär (leicht möglich,da die Bänke karbonatisch sind)
b.tektonische Boudinage
c.sedimentäre Boudinage
Die tektonische Entstehung ist aber leicht auszuschalten,da die darüber folgenden Bänke durchgehend und nicht auseinandergerissen sind.Die beiden anderen Möglichkeiten werden durch Fall b) klar entschieden.Er zeigt die dachziegelartige Überlagerung (imbrication) einer zerrissenen Siltstein-Bank,die ebenfalls karbonatisch ist.Die Bewegung erfolgte von rechts nach links.Fall a) würde eine Position weiter oben am Abriß darstellen,während der Fall b) weiter unten am Beginn des Aufstauens läge.Bewegung von rechts nach links bedeutet für diesen Aufschluß Bewegung von Süden nach Norden,was gut in das Gesamtbild:Schelf im Süden,Trog im Norden paßt.

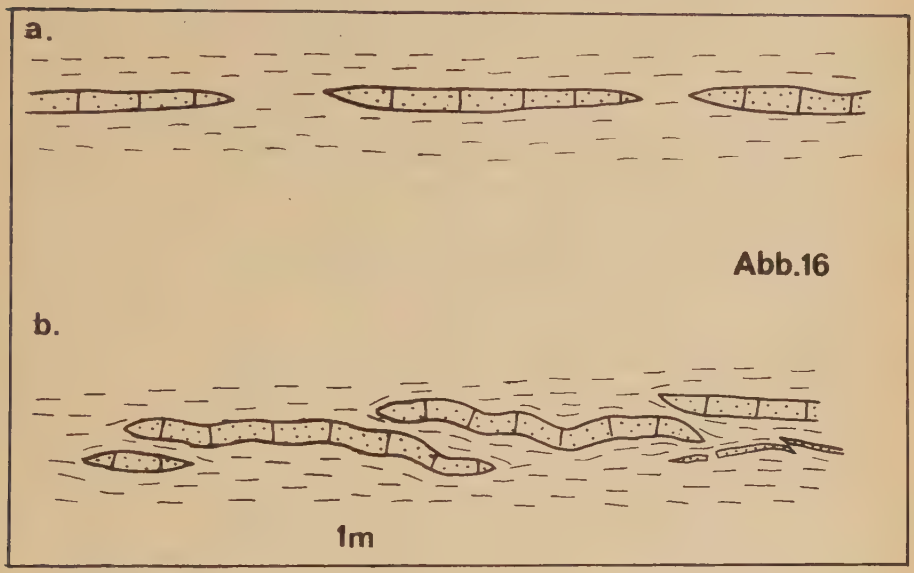


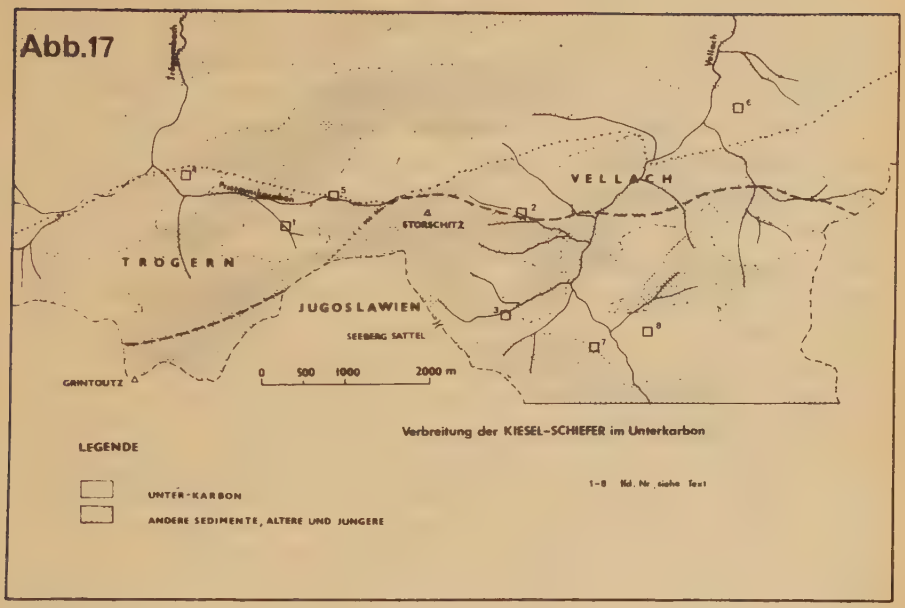
Abb.16

Eine auffällige sedimentäre Erscheinung am Stefanriegel ist die Divergenz zwischen der Richtung der primären Sedimentstrukturen (Flute casts,Schrägschichtung) und der Vergenz der Slump-Strukturen.Beide stehen aufeinander senkrecht.Während die Sediment-Strukturen eine Schüttung nach Osten anzeigen,geht die Richtung des Slumping nach Norden (s.u.Schüttungs-Richtungen).

1o.Grauwackenklippe im Wald südl.Grubelnik,etwa 100 m SW vom südlichsten Kalkvorkommen auf Abb.14,(35),Trögern Gleitfalten in unterkarbonischen Grauwacken und Tonschiefern: Im ungestörten Verband sind drei dünne Grauwacken-Bänke kräftig gewellt,die Bänke darunter und darüber verlaufen ungestört.Auch hier stehen wie am Stefanriegel Richtung der Gleitung und Richtung der Flute casts senkrecht aufeinander.Allerdings läßt sich der Sinn der Gleitung hier nicht entscheiden. Aber die Achse der Gleitfalten fällt mit der Richtung der Flute casts zusammen,also steht die Rutschrichtung senkrecht darauf.

7.Lydite und Kieselschiefer

Über den unterschiedlichen Gebrauch der Begriffe Kieselschiefer und Lydite hat MOSTLER (1968) sehr viel Literatur zusammengetragen und versucht,sie neu zu definieren.Abweichend von seinen Definitionen wird hier jedoch nur eine einfache Unterscheidung nach der Farbe durchgeführt,weil dies das einfachste Gelände-Kriterium ist.Unter Kieselschiefer werden demnach helle,grauweißliche (im Schliff graue) Vorkommen verstanden,unter Lyditen schwarze.
Die stratigraphische Einordnung der Kieselschiefer ist schwierig,da sie außer Radiolarien bisher keine Fossilien geliefert haben.
Petrographie:Der Genese nach sind zwei Typen zu unterscheiden:
a.mit klastischer Komponente von feinen eckigen Quarzkörnern, teilweise gradiert
b.mit Radiolarien
Während nach PRENTICE (1958) bei den detritischen Kieselschiefern eine Genese als Kiesel-Turbidite wahrscheinlich ist,kann die Entstehung der Radiolarien führenden Gesteine leicht durch organogene Kieselsäure-Fällung in Stillwasser-Bereichen erklärt werden.
Die klastische Komponente findet sich im Gelände nur in hellen Kieselschiefern vertreten,während Radiolarien in schwarzen Lyditen und in hellen Kieselschiefern auftreten.In den Lyditen sind sie häufiger.
Für die Rekonstruktion des Sedimentationsraums sind die verschiedenen Positionen von Interesse,in denen die kieseligen Sedimente auftreten.Die Verbreitung im Seeberger Aufbruch zeigt Abb.17.
1.Pristovnikgraben,Südarm,1140 m,(39),Trögern
Unter dem vermutlich unterkarbonischen Kalk 11 ist das vielleicht mächtigste Vorkommen von kieseligen Sedimenten im Seeberger Aufbruch zu finden.Es handelt sich um einen 20-30 m mächtigen,in steile Falten gelegten Zug schwarzer Lydite.Im Dünnschliff wurden nur noch Reste von Radiolarien nachgewiesen,da der Lydit stark quarz-rekristallisiert ist.
2.Gelände südlich der Pasterkfelsen,(70),Vellach
Unter dem unterkarbonischen Kalk 21,der wie Kalk 11 einen massigen Klotz bildet,findet sich auch hier ein etwa 2 m mächtiger



Lyditzug.

3.Unterhalb Pkt.1144 im Bereich der Paßstraße,(87),Vellach
Am Nordhang tritt eine ca.15 m mächtige Folge schwarzer Lydite mit wenigen untergeordneten hellen Kieselschiefern auf.Die Serie wird überlagert von schwarzen Dolomiten,die in den Bänderkalk 37 übergehen.

4.Kieselschiefer-Scholle unterhalb Pkt.1035,(79),Trögern
Einzelne Scholle im Flysch von Trögern.Im Schliff zeigt sich, daß es sich um einen nahezu vollständig karbonatisierten Kieselschiefer handelt.Nur wenige ursprüngliche Kieselschiefer-Flecken sind erhalten,außerdem die primäre klastische Quarzkomponente,aber auch diese ist schon randlich angelöst.

5.Oberer Pristovnikgraben,1280 m,(77),Trögern
In einer Grauwacken-Umgebung steckt eine 4-5 m mächtige Scholle hellen,im Handstück teilweise leicht grünlichen Kieselschiefers.Diese vermutlich allochthone Scholle bildet das beste Beispiel für einen detritischen Kieselschiefer.Im Dünnschliff erkennt man feine gradierte Lagen,die unten siltig sind (mit eckigen Quarzkörnern) und nach oben toniger werden.

In einem Schliff wurden drei solcher Lagen aufeinander folgend beobachtet.

6.Stefangebiet,im Wald unterhalb der untersten Ausläufer der Blockhalde von Höhe 1257,auf 820 m Höhe,Vellach
In einer Flysch-Umgebung stecken helle,chalcedonartige Kieselschiefer.Dies Vorkommen wurde nicht näher untersucht.

7.Sadnikarbach,990 m Höhe,(84),Vellach
Schwarze Lydite,etwa 2 m mächtig,stecken in Grauwacken und Tonschiefern des Unter-Karbons.

8.Weg zum Leßnik,ca.1100 m,zwischen den beiden von Norden kommenden Bächen
In einer Tonschiefer-Grauwacken Umgebung stecken geringmächtige graue chalcedonartige Kieselschiefer.

9. und 10.,Ebriach und Zell Pfarre,im Eisenkappeler Paläozoikum außerhalb von Abb.17
Im Eisenkappeler Paläozoikum finden sich Lydite durchweg im Basisbereich der Flysch-Serie,das westlichste Vorkommen liegt in Zell Pfarre,etwa 6 km entfernt.

Faßt man die einzelnen Vorkommen zusammen,so treten die Kieselschiefer in folgenden Positionen im Ablagerungsraum auf:
a.Im Flysch als Fremdkörper in Rutschen und Einzelschollen
b.An der Basis von unterkarbonischen Kalken
c.An der Basis der Flysch-Sedimentation überhaupt.
Abgesehen von den Basis-Bildungen im Norden sind die Kieselschiefer überwiegend auf den südlichen Bereich des Seeberger Aufbruchs beschränkt.Aus den Vorkommen an der Basis der Kalke läßt sich eine mittlere Wassertiefe erschließen;Stillwasser außerhalb des Turbidity current-Einflusses ist auf jeden Fall anzunehmen.Möglicherweise wurden Kieselschiefer(und Kalke danach) auf Vorsprüngen zwischen einzelnen submarinen Canyons abgelagert,durch welchr Turbidity currents ins Becken gelangten.
Die Basis-Bildungen der Flysch-Serie im Norden haben ihre Parallele in den Kulm-Kieselschiefern der Rheinischen Geosynklinale, die den Kulm-Grauwacken vorausgingen.In ihnen dürfte sich die Absenkung des Trogs ohne sedimentliefernde Hebungen an den Rändern widerspiegeln.

8. Kalke

Unterkarbonische Kalke treten in jeweils anderer Fazies in zwei Bereichen im Seeberger Aufbruch auf: In der Übergangszone III als einzelne massige Klötze und im südlichen Überschiebungsbereich II als Bänderkalke. Die Verteilung der Kalke zeigt Abb.18. Die Bänderkalke werden weiter unten im Zusammenhang mit dem Südbereich behandelt. Hier geht es zunächst um die massigen Kalke der Übergangszone, die alle ziemlich abrupt mitten in einer Grauwacken-Tonschiefer-Sedimentation auftreten. Mehrere räumliche Gruppen ordnen sich alle in einem Streifen unmittelbar nördlich der Storschitz-Nordrand-Störung an:

1-8 Kalke bei Grubelnik
10-12 Pristovnikgraben, Südarm
13-19 Dreieck zwischen den Quellarmen des Pristovnikgrabens
20-22 Gebiet südlich des Pasterkbachs
23 Kapoldfelsen
24 Knollenkalk an der Straße nach St. Leonhard

Abb.18

Es ist bezeichnend,daß in dem Bereich der unterkarbonischen Kalke auch viele massige unterdevonische Kalke mitten im Flysch stecken (Rapold,Pasterk,Pkt.1275 in Trögern).Bei diesen ist es ziemlich sicher,daß sie aus dem Liegenden diapirartig durch eine Art Zwetschgenkern-Tektonik in die Flysch-Sedimente hineingespießt worden sind.Das Zusammen-Vorkommen von unterkarbonischen und devonischen Kalken im gleichen Gebiet weist darauf hin,daß hier die Mächtigkeiten gegenüber dem Flysch-Trog im Norden stark reduziert sein müssen.Dies wird direkt belegt am Beispiel des Rapoldfelsens (s.u.).

Kalke am Pristovnikgraben(10-12)

Südlich des Pristovnikgrabens tritt eine Serie von Kalken auf, die als isolierte Klippen in einer Grauwacken-Tonschiefer Umgebung stecken.Es handelt sich durchweg um massige,ungegliederte Kalke,die äußerlich kaum von einander zu unterscheiden sind. Die meisten führen Korallen,Kalkalgen und Crinoiden.Bisher gelang eine Datierung mit Conodonten nur bei wenigen dieser Kalkklötze.

10.Am Ende des Forstwegs,der bei der Kehre Pkt.1105 vom Weg zur Roblekalm abzweigt,1160 m Höhe.Am Hang oberhalb des Wegs steht ein massiger grauer feinkörniger Kalk an,der viel feinkörnigen Fossilschutt und kleine Crinoiden enthält.Datierung:cu III

11.Klippe im Wald südl. des Pristovnikgrabens,von 1150 m bis zur Höhe 1240 m reichend.Der Kalk wird unterlagert von einem mächtigen Lyditzug.Keine Datierung

12.Südlichste Klippe am Pristovnikgraben,1210-1360 m
Massiger dichter Kalk mit viel feinem Fossil-Schutt.Datierung (unten im Bach):cu IIβ/γ-cu III

In der Nähe dieses Kalks wurde unten im Bach ein Lesestück einer Korallen-Brekzie gefunden,die nur von diesem Kalk stammen kann,aber anstehend nicht nachgewiesen werden konnte.Die Brekzie enthält Crinoiden,tabulate Korallen,Einzelkorallen als Fossil-Schutt und daneben eckige Komponenten von schwarzem und hellem Kalk in kalkiger Matrix.

Der westlichste dieser Serie von unterkarbonischen Kalken wurde von ROLSER (mdl.Mitt.) als Ober-Devon datiert.Einige weitere Kalke in der Umgebung von Pkt.1275 lieferten bisher keine Conodonten,gehören aber wohl gleichfalls ins Devon.

Im Gebiet zwischen den beiden Quellarmen des Pristovnikgrabens unmittelbat westl.der Prist.-Alm liegt eine weitere Gruppe von Kalken.Sie sind grau,dunkelgrau,teils schwarz.Die meisten Vorkommen sind massig,nur eines (13) ist gebankt.Bisher haben sie alle noch keine Conodonten geliefert.

13.Kalke von Höhe 1323 westl.der Prist.-Alm,ausgedehntestes Vorkommen.Am steilen Hang westl.der Höhe läßt sich die etwa meterdicke Bankung gut beobachten.Hier fanden sich wenige undeutliche Korallen.

14.Felsen E Pkt.1323,am Bach von der Alm,1310 m.Grauer,bituminöser,stinkender Kalk mit unbestimmbaren Makrofossilien.

15.Einsattelung westl.Pkt.1323,1240 m.An den untersten Ausläufern des Kalk-Zugs treten in der kleinen Einsattelung Partien auf,die erfüllt sind von Kolonien dünner stengeliger Korallen. Auch Einzelkorallen finden sich hier nicht selten.

16.Kalk-Klippe SW der Prist.-Alm im Bach,1300-1340 m.Grauer bis dunkelgrauer milder Kalk

17.Grauer Kalk,weiter unten am Hang,1260-1280 m.

18.Im Dreieck zwischen den beiden Quellarmen,ziemlich weit unten,1140-1160 m.Grauer bis schwarzer Korallen-Kalk mit Kalk-Algen.

19.Zwischen Kalk 18 und 11,am Nordhang des Pristovnikgrabens, südlicher Quellarm 1120-1160 m.Dunkelgrauer Kalk,fast völlig aus Stockkorallen aufgebaut.

Kalke am Pasterkbach (20-22)

Diese Gruppe umfaßt die Kalke südlich des Pasterkbachs (SCHULZE,1968).Die Umgebung all dieser Kalke ist schlecht aufgeschlossen.Die direkten Kontakte zum Nebengestein sind nicht zu sehen. Die Umgebung wird von den typischen unterkarbonischen Grauwacken und Tonschiefern gebildet.In unmittelbarer Nähe der Kalke fanden sich die Spuren-Fossilien Dictyodora (S Kalk 22) und Nereites (S Kalk 21).

20.Kalk S des Pasterkbachs,1260 m Höhe.Der Kalk sieht lithologisch aus wie ähnliche Kalke aus dem Devon und ist ohne Conodonten nicht von diesen zu unterscheiden.Der graue dichte Kalk enthält Crinoiden-Schutt und Korallenstöcke.Außerdem fanden sich Brachiopoden in einem Nest von zahlreichen beidklappig in Lebensstellung erhaltenen Exemplaren.Der Kalk ist undatiert und wurde

von SCHULZE ins Karbon gestellt.

21.Kalk am Hang auf 1140 m Höhe.Grauer bis hellgrauer Crinoiden-Schuttkalk mit Korallen.Dat.: cu (SCHULZE,1968)

22.Kalk bei Pkt.1011,bei dem alten Haus.Grauer,feinspätiger Kalk mit Lagen von grobem Schill mit Korallen,dazwischen tonig-mergelige Lagen mit Mikro-Schill.An der Basis des Komplexes treten schwarze Kalke auf,darunter schwarze Lydite.Dat.:cu III (SCHULZE,1968)

Rapoldfelsen,23

Die Rapoldfelsen wurden zuletzt von SCHULZE bearbeitet.Der südliche Rapoldfelsen umfaßt nach seinen Ergebnissen etwa das ganze Ober-Devon in Riffausbildung.Jetzt gelang es erstmals,an Material aus der Halde auch das Unter-Karbon nachzuweisen.Bei der Begehung fielen bräunlich verwitternde Stücke ins Auge.Es handelt sich um brekziöse Kalke,bei denen in einer tonig-mergeligen Matrix eckige Stücke von grauem Kalk schwimmen.Einige Proben wurden auf Conodonten aufbereitet und zwar getrennt nach Matrix + Komponenten,isolierten Komponenten und isolierter Matrix.Aus der Matrixprobe wurden zwei Exemplare von Gnathodus commutatus gewonnen,die höheres Unter-Karbon anzeigen.
Daraus lassen sich folgende Schlüsse ziehen:Die Matrix besteht aus unterkarbonischem mergeligen Kalk,in dem Komponenten aus dem liegenden Ober-Devon-Riff schwimmen.Zwischen dem bisher als höchstem nachgewiesenen Ober-Devon I (SCHULZE,1968) und dem höheren Unter-Karbon,cu III scheint nach den bisherigen Ergebnissen eine Schichtlücke zu liegen.

Knollenkalk an der Straße nach St.Leonhard,24

Der Kalk ist an der Kehre der Straße bei Pkt.1257,von hier aus ca.100 m straßenaufwärts in der rechten Böschung aufgeschlossen.In einer Serie von rötlichen und gelblichen Tonschiefern stecken einzelne Bänke von grauem bis hellem Kalk.Der Übergang von rein tonigen Partien zu Knollenkalk-Bänken vollzieht sich durch allmählich zunehmenden Kalkgehalt,die Einzelknollen werden nach innen immer heller und reiner.Weil einzelne Knollen rings von tonigem Material umgeben sind,wirkt der Kalk manchmal brekziös.
Die Knollenkalke erwiesen sich makroskopisch als fossilleer.
Ihre Umgebung besteht aus roten,rötlichen,gelben und braunen

Schiefern,die sehr feinkörnig und milde sind.Im Dünnschliff zeigt sich,daß sie im Gegensatz zu den Schiefern des Flyschs keine klastischen Quarzkörner enthalten.Auch diese Schiefer erwiesen sich als fossilleer.
Aus den Knollenkalken wurde Gnathodus texanus gewonnen,was auf oberes Unter-Karbon hinweist.
Die weitere Umgebung wird von flysch-ähnlichen Gesteinen mit darinsitzenden Flaserkalken des Unter-Devons eingenommen,die wahrscheinlich hier die Basis bilden.Die Knollenkalke dürften genetisch wohl einem Stillwasser-Bereich zwischen Trog und Schelf zuzuordnen sein.

Genese der unterkarbonischen Kalke

Es handelt sich bei den massigen Kalken um Crinoiden-Schuttkalke mit Brachiopoden und Korallen.Man muß sie wohl als Riffe oder zumindest Riffschutt-Kalke deuten.Sehr schwierig ist ihre Position in einer Grauwacken-Tonschiefer Umgebung zu erklären. Drei Deutungsversuche sind möglich:
a.Die Kalke sind aus dem Untergrund in die überlagernden Sedimente hineingespießt worden in Analogie zu den benachbarten Devon-Kalken.Dann müßten die überlagernden Flysch-Sedimente jünger sein als das höchste Unter-Karbon,das in den Kalken steckt.Zwar wird es durchaus für möglich gehalten,daß die Flysch-Sedimentation z.T.noch ins Namur hineinreicht,aber gegen eine Entwurzelung der Kalke spricht ihre an mehreren Stellen beobachtete Lydit-Basis.Diese Lydite werden wieder ganz normal von Grauwacken und Tonschiefern unterlagert.Es scheint also eher so,daß die Kalke einer Grauwacken-Tonschiefer Sedimentation aufsitzen,als daß sie von unten in sie hinein gespießt wurden.
b.Die Kalke stellen einzelne exotische,in den Flyschtrog gerollte Blöcke dar.Diese Möglichkeit,die anfangs viel für sich hatte,wurde nach dem Auffinden der eben erwähnten Kieselschiefer-Basis schnell widerlegt.
c.Die Kalke sitzen als Riffe am Rande des Flysch-Trogs.Dabei müßte man sich ihre Entstehung vielleicht folgendermaßen vorstellen:Durch differentielle Bewegungen am Rande des Troges wird ein Bereich,der vorher von einer Grauwacken Sedimentation überstrichen worden war,soweit gehoben,daß er aus dem Einfluß dieser Sedimentation herauskommt.Wahrscheinlich handelt es sich

um einzelne Vorsprünge am Schelfrand,zwischen denen in submarinen Tälern und Canyons weiter klastisches Material in den Trog transportiert wird.Auf den Vorsprüngen,die von dieser Sedimentation frei bleiben,lagern sich zunächst Lydite ab.Später,vielleicht nach einer weiteren Heraushebung,siedeln sich darüber Riffe an.Die Lage am Außenrand eines Schelfs,unmittelbar am Beginn des steilen Abhangs wird ja von Riffen gern eingenommen, weil hier die Existenzbedingungen besonders günstig sind.Vor allem ist hier klares,von Sediment-Partikeln freies Wasser.
Von den drei Möglichkeiten scheint die letzte diejenige zu sein, die mit den Beobachtungen im Gelände am besten übereinstimmt, deshalb wird dieser Deutung hier der Vorzug gegeben.

d.Das Unter-Karbon in der Seeberger Schuppenzone

Der südlich der SNS gelegene Südbereich (Bereich II auf Abb.4) unterscheidet sich vom Nordbereich durch eine wesentlich intensivere Tektonik und durch einen völlig anderen tektonischen Stil.Sedimentologisch wird der Südbereich durch zweierlei gekennzeichnet:1)durch das Auftreten von Bänderkalken und 2)durch das generelle Fehlen echter Flysch-Sedimente.
Die Rekonstruktion des Sedimentationsraums wird aber durch eine intensive Schuppentektonik erschwert.Fazies-Rekonstruktion und tektonische Rekostruktion müssen hier Hand in Hand gehen,da jeweils die eine die andere voraussetzt.

1.Bänderkalke

Nach den bisherigen Kartierungen treten Bänderkalke nur in der Seeberger Schuppenzone auf(Abb.18).Sie kommen nördlich der SNS nicht mehr vor.D.h.die Bänderkalke treten ausschließlich in dem Bereich auf,der durch ausgedehnte Horizontal-Tektonik mit Überschiebungen im Kilometer-Bereich gekennzeichnet ist.Neben diesem räumlich begrenzeten Auftreten sind die Bänderkalke auch in der stratigraphischen Reichweite begrenzt.Bisher wurden nur Ober-Devon und Unter-Karbon nachgewiesen.Damit erweist sich das Bänderkalk-Niveau als relativ guter Leithorizont im ganzen Seeberger Bereich.
Die Bänderkalke sind dichte feinkörnige Gesteine,die in der Farbe von schwarz über grau bis zu lichtweiß reichen können. Die schwarzen Partien sind untergeordnet,die meisten Bänderkalke sind lichtgrau.

--Von den Bänderkalken zu unterscheiden sind Flaserkalke des Unter-Devons mit Styliolinen,die von vielen Bearbeitern nicht von diesen getrennt wurden (HERITSCH,1927; KOLLMANN,1938; SCHULZE,1968).Beide Typen sind an der Seebergstraße,oberhalb der großen Aussichtskehre nach Norden,hintereinander aufgeschlossen,zunächst im Liegenden Styliolinen-Flaserkalke,dann vom Straßenviadukt an Bänderkalke.--

Die Bänderkalke sind in der Regel stark durchadert von s-parallelen Lagen,von querschlägigen Gängen und von Knauern aus rekristallisiertem Calcit.Der beste Aufschluß liegt im Durchbruch der Vellach,am Zusammenfluß von Seebergbach und Vellach (Kalk 30).Die Mächtigkeit reicht von wenigen Metern (an der oberen Paßstraße) bis zu 300 m (an den Haller-Felsen).Die dichten Kalke sind ausgesprochen fossilarm,an Makrofossilien fanden sich bisher nur einzelne Crinoiden-Stielglieder und wenige Brachiopoden.Auch Conodonten sind selten:Insgesamt sind von mehr als 100 Proben (zusammen mit SCHULZE,1968) nur 6 Proben fündig geworden,davon ergaben 2 Ober-Devon und 4 Unter-Karbon.

Seit der Bearbeitung des Seeberger Aufbruchs durch TELLER (1898) geht der Streit um die Genese der Bänderkalke:

TELLER (1898):silurische Bänderkalke,crystallinische Bildungen: tektonisch

HERITSCH (1927):devonische Bänderkalk-Fazies: sedimentär

KOLLMANN (1938):devonische Bänderkalke und Riff-Bänderkalke: tektonisch

SCHULZE (1968):unterkarbonische Bänderkalke,in der Masse tektonisch,einige aber auch sedimentär

Bei der Bänderung handelt es sich um eine nicht durchhaltende Streifung von hellen,grauen und schwarzen Partien.Sie kann plötzlich an unsichtbaren Grenzen im homogenen Material aussetzen und neu wieder einsetzen.Außer der Bänderung sind manche Kalke durchzogen von s-parallelen Suturlinien,an denen sich oft Stylolithen bilden.Diese Suturlinien treten vornehmlich in Bereichen mit gelblich verwitterndem Material auf und stellen ehemalige mergeligere Lagen dar.Es ist bezeichnend,daß diese Suturlinien gerade in den inhomogensten Kalken gehäuft auftreten und hier sogar die Bänderung überwiegen.Ein Beispiel bildet Kalk 38 mit deutlich erkennbaren Schillagen.

Für die Bänderkalke ist weiterhin eine sehr regelmäßige Klüftung in zwei aufeinander senkrecht stehenden Systemen kennzeichnend. Sie ist teilweise so regelmäßig, daß man sie für Bankung halten könnte. Diese regelmäßige Klüftung ist auf die Bänderkalke beschränkt und zeigt deutlich das besondere Verhalten homogenen Materials bei tektonischer Beanspruchung.
Im fortgeschrittensten Stadium der Bänderung entstehen s-parallele Rekristallisations-Streifen und einzelne Calcit-Knauern im Sediment, die von der Bänderung umflossen werden. Diese Calcit-Knauern finden sich auch im Großen in einzelnen Kalken und erreichen bis zu einem Meter Durchmesser (Paßstraße, Kalk 44).
--Ein Dünnschliff von einem Kieselschiefer aus dem gleichen tektonischen Bereich zeigt im Kleinen genau die gleichen Phänomene und macht deutlich, wie ähnlich sich unter gleichen Bedingungen ein völlig anderes Material verhalten kann, das aber mit den Bänderkalken ein Merkmal gemeinsam hat, eine besonders große Homogenität.--
Ein weiteres Kennzeichen dieser Kalke läßt sich nur im Anschliff beobachten. Man kann dort sehen, daß viele von ihnen durchzogen sind von senkrecht zu s verlaufenden Gängen von Calcit, die ptygmatisch verfaltet sind. Diese ptygmatischen Calcitgänge sind auch in silurischen Kalken im tiefsten Bereich der Schuppenzone am Vellach-Durchbruch zu finden und sind also kein Spezifikum der Bänderkalke, sondern zeigen nur eine bestimmte Belastungs-Stufe an.
Betrachtet man die Bänderkalke im Dünnschliff, so erkennt man, daß die homogene Kalkmasse eine Unzahl von länglichen spindelförmigen Körpern enthält, die teilweise noch als Fossil-Reste (Crinoiden) zu identifizieren sind. Diese Körper sind in einer Weise zerbrochen, gelängt und verflößt, daß man den Eindruck plastischen Fließens gewinnt.
Zusammenfassend kann man sagen: Das wesentlichste sedimentäre Kennzeichen ist die große Homogenität des Materials. Die feinkörnigen dichten Kalke müssen kontinuierlich, ohne Unterbrechung durch Zufuhr klastischen Materials sedimentiert worden sein. Es entstand keine Bankung. Nur wenige sedimentäre Reliktstrukturen (Schill-Lagen in Kalk 38 und eine schmale Bank in Kalk 32) zeigen, daß das heutige s der ehemaligen Schichtung parallel geht. Außerdem dürften die unterschiedlichen Färbungen auf geringe

Unterschiede im Gehalt an organischem Material bei der Sedimentation hinweisen und damit primär sedimentär sein.
Sedimentär sind also:die Homogenität,die seltenen Reliktstrukturen und die Bänderung als Farbunterschied.
Alles andere ist tektonisch.Bei der Beanspruchung konnte der tektonische Druck nicht durch Inhomogenitäts-Flächen aufgenommen werden,weil solche fehlten oder nur selten waren.Deshalb wurde der Druck auf das ganze Gestein übertragen und dieses völlig zerschert.Das muß unter erheblicher Überdeckung stattgefunden haben,wie die vielen Hinweise auf ein fast plastisches Verhalten zeigen (spindelförmige Fossilien,ptygmatische Falten).
Diese Überdeckung ergibt sich sehr leicht durch das Auftreten der Bänderkalke im Deckenstapel.Die Klüftung entstand in einem späteren Akt von Bruch-Tektonik nach den Überschiebungen.
Die Bänderkalke entstanden also durch intensive Horizontal-Tektonik in bestimmten feinkörnigen Gesteinen,deren wesentlichstes Kennzeichen ihre Homogenität war.
--Weniger homogenes Material wurde nicht gebändert,die Flaserkalke des Devons nahmen die Bewegung in ihren Ton-Zwischenhäuten auf,die massigen Riffkalke des Devons wurden gröber zerschert und reagierten spröder.Oberkarbonische Fusulinenkalke hatten ebenfalls Schicht-Flächen zur Aufnahme der Bewegung.--
Die Bänderkalke sind also sedimentärer und tektonischer Entstehung.Sedimentär ist der bestimmte homogene und auf ein stratigraphisches Niveau beschränkte Kalktyp mit primärer Farbbänderung,tektonisch ist die Bänderung als Zerscherung unter leichter Metamorphose.
Zur Fazies der Bänderkalke läßt sich feststellen,daß sie in einem Stillwasser-Becken ohne Zufuhr klastischen Materials kontinuierlich sedimentiert worden sind.Die wenigen Fossilien,Crinoiden und spärliche Conodonten weisen darauf hin,daß wenig günstige Lebens-Bedingungen herrschten,den einzigen Hinweis auf benthonische Lebewesen bilden einige kleine Brachiopoden in Kalk 38.Der Sedimentationsraum könnte ein Stillwasser-Bereich hinter der Riffzone im Norden gewesen sein,obwohl der Anschluß der Sedimente der Seeberger Überschiebungszone an den Riffbereich N der SNS bisher nicht geklärt ist.Aber da sowohl im Ober-Devon wie im Unter-Karbon Riffe nördlich des Bänderkalkbereichs nachzuweisen sind,erscheint dieser Zusammenhang

plausibel. Im Unter-Karbon ist die anchoralis-Zone, cu IIβ/γ, bisher in Bänderkalk- und in Riffazies nachgewiesen, ein weiterer Hinweis auf den engen Zusammenhang beider Bereiche.

Die Bänderkalke im Seeberger Bereich (Abb.18)

30. Vellach-Durchbruch, am Zusammenfluß von Seebergbach und Vellach. Grauer Bänderkalk mit weißen und schwarzen Partien, 40-60 m mächtig, eingeschuppt in silurische Kalke (rot) und Klastika.

31. Von Höhe 1011 herabziehend bis in den Bach, der bei Skalar in die Vellach mündet. 20 m mächtiger Bänderkalk, Datierung: mittl. cu I - mittl. cu II (SCHULZE, 1968).

32. Nördlicher Quellarm des Skalarbaches. 20-30 m mächtiger Bänderkalk, mitten darin eine schmale, knollige Bank parallel zur Bänderung, beste erhaltene sedimentäre Relikt-Struktur.

33. Südliche Klippe der Haller-Felsen, Pkt. 1229. 250 m mächtiger Bänderkalk, der an der Basis Ober-Devon-Conodonten lieferte (BUKENBERGER, mdl. Mitt.).

34. Haller-Felsen, Ostklippen, Pkt. 1268. Mächtigkeit 300 m. Die Haller-Felsen sind die mächtigsten Bänderkalke im Gebiet.

35. Felsentor, ca. 80 m mächtig. Datierung an der Basis: Ober-Devon

36. Bänderkalke am Hang westl. Pkt. 1042, 20-30 m mächtig.

37. Pkt. 1144 oberhalb der Seebergstraße. Schwarzer, grauer und lichter Bänderkalk mit undeutlichen Crinoiden, dolomitische Basis. Der etwa 80 m mächtige Kalk-Komplex wird unterlagert von schwarzen Lyditen.

38. Kalk im Bach westl. von Pkt. 1144. Nicht ganz klar gebändert, eher tektonisch feinknollig. Im Anschliff ist die ursprüngliche sedimentäre Schichtung zu erkennen, denn in der Mitte des Handstücks wird eine Schillage mit Crinoiden und kleinen Brachiopoden umrahmt von dichterem rötlichen Kalk, gleichfalls mit Crinoiden. Mächtigkeit 5 m, Datierung: cu III.

39. Bänderkalk im Bach vom Seebergsattel, 1160 m. Fossilreicher 10 m mächtiger Kalk von rötlich-schwarzer Farbe, neben zahlreichen mehr oder weniger deutlichen Crinoiden auch Conodonten: cu.

40. Rötlich-schwarzer Bänderkalk an der Paßstraße mit vielen spindelförmig zerscherten Crinoiden und ptygmatischen Calcitfalten. Mächtigkeit 5 m, Dat.: cu IIβ/γ, SCHULZE (1968).

41. Am Hang oberhalb Kalk 40,20 m mächtiger typischer Bänderkalk mit Schill von winzigen Crinoiden, ptygmatischen Calcitfalten und Suturlinien an dünnen Tonfilmen.

42.Bänderkalk-Klippe N des Gasthauses Lopar am Seebergpaß,20 m mächtig,nur undeutliche Fossilreste.Calcitknauern und Suturlinien mit Stylolithen.
43.Am Hang oberhalb des Viadukts an der Seebergstraße,10-20 m mächtig,mit wenig erkennbaren Relikten,aber ptygmatischen Falten.
44.Längster Bänderkalkzug an der Paßstraße,vom Viadukt an aufwärts.Teilweise dolomitisiert (gelblich,brekziös),helle und schwarze Partien,in letzteren undeutliche Crinoidenreste.Im Anschliff Calcit-Knauern und ptygmatische Falten.
45.Bänderkalk zwischen Grintoutz und Roblekalm in Trögern,direkt am Grenzkamm.Rötlich bis grauer Bänderkalk in der typischen Ausbildung.

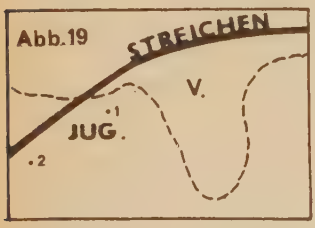
2.Klastische Sedimente

Die klastischen Sedimente im Unter-Karbon des Überschiebungs-Bereichs unterscheiden sich von den Flysch-Sedimenten im Nordbereich in folgenden Punkten:
1.Die Mächtigkeiten sind sehr viel geringer
2.Die Sedimente sind gemischter in der Zusammensetzung als die eintönigen Flysch-Serien.
3.Der Charakter der Sedimente ist grundlegend anders:Es gibt zwar auch Grauwacken und Tonschiefer wie im Flysch,und die Gesteine lassen sich lithologisch,im Handstück und im Schliff, kaum voneinander unterscheiden.Die wesentlichen Unterschiede werden nur im Aufschluß-Bereich deutlich:Es fehlen 1) die wohldefinierten Grauwackenbänke mit scharfer Basis und relativ geringer Mächtigkeit (bis 2 m) und 2) die regelmäßige Wechsel-Lagerung zwischen Grauwacken und Tonschiefern.
Das beste Beispiel für diese Art der Sedimentation bietet das Gebiet um Leßnik in der Vellacher Kotschna.
Nur in zwei kleineren Bereichen innerhalb des Überschiebungs-Bereichs sind die Sedimente relativ flyschähnlich:
1.In der Vellacher Kotschna,etwa in dem Bereich,in dem der Fahrweg auf der nördlichen Seite der Vellach verläuft (58,64,65,84, 85) und
2.südlich des Felsentors bis zum Paulitsch-Sattel (66,67,68,69).
In beiden Gebieten fand sich bezeichnenderweise auch Dictyodora, die sonst trotz intensiver Nachsuche nirgends gefunden wurde.

Die übrigen Ausstrich-Bereiche von Unter-Karbon im Seeberg-Gebiet zwischen Haller-Felsen und Vellach-Durchbruch und im Bereich der oberen Paßstraße sind durch das Auftreten von Bänder-Kalken in klastischer Umgebung gekennzeichnet.

3.Punkt 21 (46 auf Abb.18)
Einen Sonderfall in der Ausbildung des Unter-Karbons im Seeberger Überschiebungs-Gebiet bildet der schon von SCHULZE (1968) beschriebene Punkt 21.Er fand hier in einer geringmächtigen Kalkrippe eine Mischfauna,die neben Conodonten des gesamten Devons auch Siphonodella duplicata (cu I) enthielt.
Da eine spezielle Bearbeitung dieses Vorkommens geplant ist,soll hier nur auf die mögliche Parallele zum Rapoldfelsen (s.o.) aufmerksam gemacht werden,wo auch über dem gesamten Devon in Riff-Ausbildung ein geringmächtiges Unter-Karbon darüber lagernd nachgewiesem wurde.

4.Jugoslawien
Der jugoslawische Teil des Seeberger Aufbruchs wird von Prof. A.RAMOVŠ,Ljubljana,vor allem biostratigraphisch bearbeitet.Es war natürlich von besonderem Interesse,etwas über die Verhältnisse im dortigen Unter-Karbon zu erfahren.Denn vielleicht ließ sich die Frage,ob es sich im Süden um ein Vorland vor dem Flyschtrog oder nur um einen Schwellenbereich innerhalb eines noch ausgedehnteren Trogs handelt,hier klarer beantworten.
--Allerdings kommt man auch im jugoslawischen Teil des Aufbruchs nicht weiter an den Rand des Sedimentationsraums,da das allgemeine Streichen aus der E-W Richtung in die SW-NE Richtung umbiegt und die jugoslawischen Aufschlüsse deshalb in ähnlicher Position zum Sedimentationsraum liegen wie die in Vellach (Abb. 19).Trotzdem können hier zusätzliche Informationen gewonnen werden.Tektonisch muß man diesen Bereich zur Seeberger Überschiebungszone hinzurechnen.--



Herrn Prof.RAMOVŠ danke ich für mehrere gemeinsame Begehungen in Jugoslawien sowie für ausführliche Diskussionen über alle hier angeschnittenen Fragen und Probleme.

Das Unter-Karbon erscheint in Jugoslawien in klastischer und in karbonatischer Ausbildung. Die klastische Ausbildung entspricht etwa der im Seeberg-Gebiet in Vellach. (Diese Beurteilung geschieht allerdings nur nach dem flüchtigen Eindruck von Begehungen her, da eine genauere fazielle Bearbeitung wegen der Grenznähe leider nicht möglich war. Dictyodora wurde nach Auskunft von Prof. RAMOVŠ in Jugoslawien bisher nicht gefunden, was auch gut zu den Ergebnissen aus dem Vellacher Bereich paßt. Bemerkenswert sind zwei Vorkommen von Rutsch-Sedimenten:

1. Im oberen E-W verlaufenden Kokratal ein sehr gut aufgeschlossenes Vorkommen eines etwa 20-30 m mächtigen Olisthostroms (1 auf Abb. 19) mit unterkarbonischen Conodonten in Geröllen (RAMOVŠ, mdl. Mitt.).

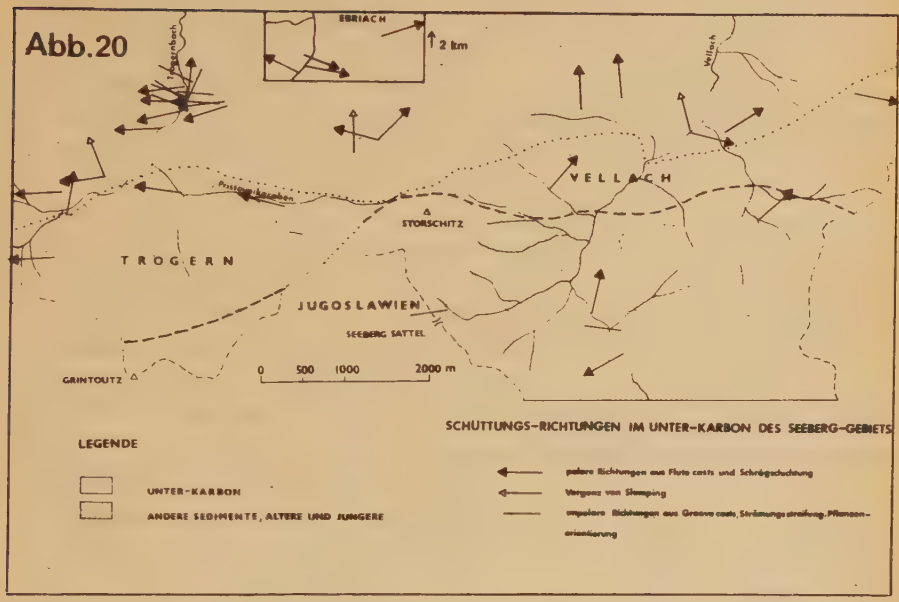
2. Ein mindestens 80-100 m mächtiges Vorkommen eines Pebbly mudstones in einem Bach E des Stegovnik. Dies Vorkommen enthält ein reichhaltiges Spektrum exotischer, gut gerundeter Gerölle, unter anderem auch von Gneisen (Geröll-Analyse s.u., Ruš-Konglomerat). Daneben finden sich große eckige Kalkbrocken, die Ober-Devon und das ganze Unter-Karbon umfassen (2 auf Abb. 19).

In der kalkigen Ausbildung des Unter-Karbons ist ein Knollenkalk in der Nähe des eben beschriebenen Konglomerats besonders zu erwähnen. Er gehört nach Conodonten ins cu III und unterscheidet sich lithologisch von den Bänderkalken und den massigen Kalken des Unter-Karbons. Er bildet also einen dritten Typ, ähnlich dem Knollenkalk an der Straße nach St. Leonhard (Kalk 24), ist aber meines Erachtens völlig identisch mit den großen Kalk-Platten, die "Gerölle" im Olithostrom von Grubelnik bilden. Auch diese Platten gehören ins cu III. Damit wäre ein unmittelbarer Zusammenhang zwischen Komponenten submariner Rutsche im Trog und dem anstehenden Ursprungs-Gestein auf der Plattform gefunden.

e. Messungen der Schüttungsrichtung

An Schüttungslinearen wurden im Gelände Sohlmarken an der Basis von Grauwacken-Bänken (Flute casts, Groove casts, feine Strömungsstreifung), Schrägschichtung in dünnen Siltsteinbänken (nur in sehr wenigen Fällen), die langen Achsen von Pflanzenhäcksel (schon von CLOOS, 1938, aber auch von CROWELL, 1955 verwendet) und die langen Geröll-Achsen in Konglomeraten (nach UNRUG, 1963 und anderen) eingemessen.

Eine genügende Anzahl von Meßwerten war für jeden Aufschluß in der Regel schnell zu gewinnen.
Schwierigkeiten traten z.T.erst bei der Auswertung auf,denn
1)das Unter-Karbon ist gefaltet um Achsen,die z.T.erheblich abtauchen,
2)das Abtauchen erfolgt zwar generell nach SW,aber es gibt auch nach NE abtauchende Achsen,und
3)die Schichten stehen in sehr vielen Fällen steil.
Nach TEN HAAF (1959) kann man ungeachtet des Achsenfallens einfach um das Streichen zurückrotieren,wenn das Schichtfallen kleiner als 45° ist,ohne daß in diesen Fällen ein Fehler von mehr als 10% entsteht.Aber ein so geringes Einfallen ist im Gelände selten.Deshalb mußte zu jedem Aufschluß die zugehörige Achse ermittelt werden,was entweder durch direkte Messung von B (selten) oder (häufiger) von δ ,dem Schnittlinear zwischen Schichtung und Schieferung,geschah oder durch Ermittlung von mit Hilfe der stereographischen Projektion.Für jeden Aufschluß wurde ein genereller Schüttungswert gemittelt und auf den Auswertungsbogen (Abb.3) eingetragen,wenn die Streuung der Werte nicht zu groß war.Traten mehrere Schüttungsmaxima in einem Aufschluß auf,so wurden mehrere Mittelwerte gebildet.
Die Ergebnisse der Schüttungsmessungen sind auf Abb.20 eingetragen.Dabei bezeichnet das Ende der Pfeile jeweils die Lokalität der Messung entsprechend der Aufschlußkarte Abb.2.
Beim ersten Blick auf die Schüttungskarte zeigt sich ein für ein Flysch-Gebiet überraschend komplexes Schüttungs-Bild,das aber bei näherer Erläuterung doch etwas klarer un einfacher wird.
a.Im Westen in Trögern,wo vor allem Normal-Flysch Sedimente aufgeschlossen sind,findet sich eine einheitliche Richtung nach Westen.Die Richtungen aus Flute casts und Schrägschichtung pendeln zwischen 80 und 120°,während die Groove casts konstanter zwischen 100 und 110° liegen.
Neben dieser longitudinalen Richtung findet sich weniger verbreitet eine laterale Komponente von Süd nach Nord.Besonders im Aufschluß 4 im Trögernbach ist diese Richtung gut neben der Hauptrichtung zu beobachten.Hier sind an einigen Bänken die Flute casts nach Norden gerichtet,während die Schrägschichtung nach W verläuft.Groove casts finden sich zu beiden Richtungen.



b. Im Osten, östlich der Vellach, ist überraschenderweise genau die entgegengesetzte Tendenz festzustellen. Die Hauptrichtung geht nämlich hier nach Osten. Gut zu beobachten ist dies am Stefanriegel im Anschnitt durch die Vellach.

c. Dazwischen liegt ein Bereich W der Vellach, in dem einheitlich Nordtendenz festzustellen ist. Hierhin gehören die Meßwerte aus den Fluxoturbiditen von Pasterk und von normalen Flysch-Grauwacken bei Kordesch.

d. Neben den Schüttungs-Messungen sind in die Karte auch die Vergenzen von Slumping und die Richtung der langen Geröll-Achsen in Konglomeraten (unter gleicher Signatur) in die Karte eingetragen. Sie verlaufen einheitlich in Süd-Nord Richtung und haben, soweit feststellbar, immer einen Bewegungssinn nach Norden.

e. Im Bereich südlich der SNS wurden nur wenige Meßwerte gewonnen. Hier ist die Auswertung besonders problematisch, denn im Bereich der oberen Vellach liegen die Schichten z.B. flach mit einem Einfallen von nur 20-30°, sind aber anch Sedimentstrukturen mit Sicherheit überkippt. Ein Zurückrotieren dieser flachlagernden, überkippten Schichten um nicht einwandfrei feststellbare Achsen

läßt aber die Fehler-Möglichkeit so groß werden,daß die ermittelten Werte höchst unsicher erscheinen.Sie wurden nur der Vollständigkeit halber in die Karte eingetragen.

f.Im Gebiet von Ebriach im Eisenkappeler Paläozoikum,2 km nördlich des oberen Kartenrandes von Abb.20,treten beide Richtungen auf,die nach Westen und die nach Osten (siehe kleines Kärtchen in Abb.20).

Das gesamte Schüttungsbild läßt sich folgendermaßen erklären: Im Normal-Flysch des Trogs herrschen longitudinale Richtungen vor,die im Westen nach Westen,im Osten nach Osten gerichtet sind.Ganz im Norden (Kärtchen in Abb.20) sind beide Richtungen vertreten.Vom Schelfrand im Süden stoßen laterale Einschüttungen in den Trog vor,die anscheinend von einem zentralen Punkt aus (im Bereich von Pasterk,W des Wortes Vellach auf Abb.20) nach beiden Seiten in die Trog-Achse einbiegen.

Diese Verteilung der Schüttungs-Richtungen ist am besten durch das Bild eines submarinen Sandfächers am Ende eines oder mehrerer submariner Canyons zu erklären,wie sie rezent aus dem Meeres-Bereich vor Kalifornien bekannt sind (SHEPARD,1963).Derartige Fächer sind nach UNRUG (1963) auch schon fossil im Flysch der Karpathen und in der Modelo-Formation in kalifornien nachgewiesen.

Im Westen verzahnen sich longitudinale und laterale Schüttungen, hier wäre etwa der Außenrand des Fächers anzunehmen.Im Norden finden sich nur noch longitudinale Richtungen,soweit reichte der Fächer also nicht.In der Mitte,im Kern des Fächers,sind nur laterale Schüttungen nachzuweisen,die im Bereich der Vellach nach Osten einschwenken.Diese Mitte fällt in auffälliger Weise zusammen mit dem Ostende der unterkarbonischen Riffe bei Pasterk. Die konstant nach Norden gerichteten Rutschungs-Vergenzen sind Indikatoren des eigentlichen Abhangs zwischen Schelf und Trog.

Jetzt wird auch verständlicher,warum die Messungen der maximalen Bankmächtigkeiten (Abb.5),der maximalen Korngrößen (Abb.6) sowie die Schätzung des Aufschluß-Charakters (Abb.7) nicht völlig klar die Unterschiede zwischen dem eigentlichen Trog und den weniger tiefen Hangbereichen widerspiegeln.Man kann hier nämlich nicht mit einem streng linearen Abbruch rechnen,sondern muß sich vielmehr einen breiten Übergangsbereich vorstellen,an

dem sich laterale Hang-und longitudinale Trogsedimente verzahnen. Die Unregelmäßigkeiten werden dann gerade kennzeichnend für diesen Bereich.

Der Einfluß des Sedimentationsraums auf die Tektonik

Die zunächst bei der Bearbeitung vorgenommene Gliederung in 3 tektonische Bereiche deckt sich im wesentlichen mit 3 verschiedenen Fazies-Räumen des unterkarbonischen Sedimentations-Bereichs:

1. Der tektonische Nordbereich I stellt den ausgefalteten Flysch-Trog dar. Hier waren große Mächtigkeiten von Grauwacken und Tonschiefern sedimentiert worden. Diese Gesteine sind durch den Wechsel kompetenter und inkompetenter Bänke leicht faltbar und wurden in mehr oder weniger isoklinale Falten gelegt.
2. Der Übergangs-Bereich III, der durch eine Diapir-Tektonik ausgezeichnet ist, stellt im Sedimentations-Raum den Übergang zum Schelf dar. Die Mächtigkeiten sind hier viel geringer und dadurch bedingt kommt es häufig zum diapirartigen Durchspießen von Kalkklötzen des devonischen Untergrundes.
3. Der Südbereich II, tektonisch durch intensive Verschuppung charakterisiert, stellt im Sedimentations-Raum den Schelf dar. Nur in diesem Bereich finden sich ausgedehnte Vorkommen von Bänderkalken, die klastischen Sedimente sind relativ geringmächtig. Die Sedimente sind schlecht faltbar, was sich im Schuppenbau äußert, in den der Untergrund mit einbezogen ist.

f. Der Nordrand des Flysch-Trogs

Die nördlichsten Vorkommen von unterkarbonischen Flysch-Gesteinen finden sich im Eisenkappeler Paläozoikum und in dessen streichender Fortsetzung im Westen bei Zell Pfarre. Das Eisenkappeler Paläozoikum wird von meinem Kollegen F. KUPSCH bearbeitet, der mir gestattete, das von ihm auskartierte Unter-Karbon faziell näher zu untersuchen.

Die klastische Sedimentation ist gekennzeichnet durch Grauwacken und Tonschiefer und einige Lyditlagen in den unteren Partien. Besonders kennzeichnend in diesem Bereich ist die generelle Grauwacken-Vormacht in allen Aufschlüssen. Diese sind meistens relativ mächtig (1-2 m), dazwischen finden sich nur unterentwickelte Tonschiefer- und Siltstein-Lagen. (Entsprechend ist auch das tektonische Bild charakterisiert durch linsige Zerscherung und Zer-

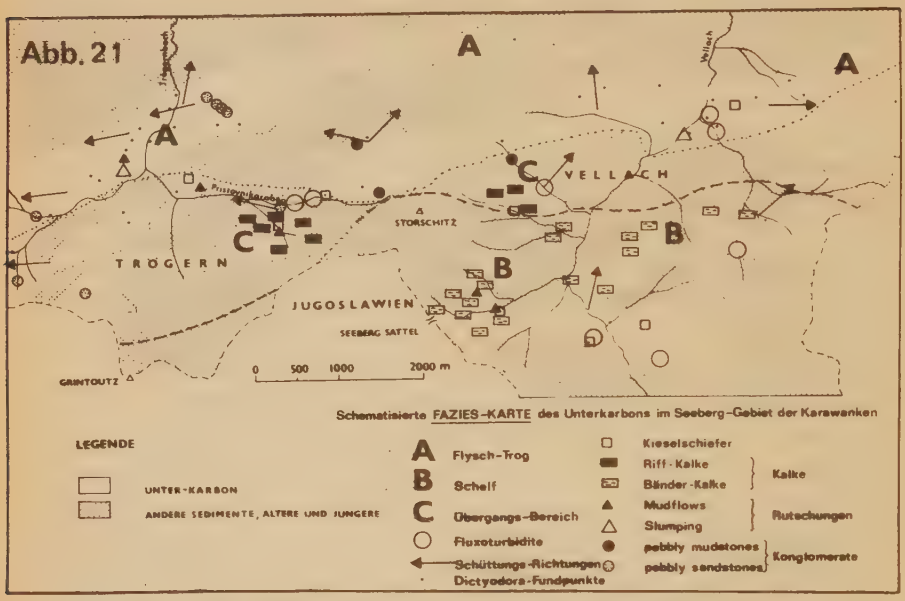
quetschung).Da auch die Tonschiefer ziemlich quarzreich sind, scheint im ganzen Nord-Bereich eine richtig entwickelte Background-Sedimentation zu fehlen.Nur im Süden treten an einigen Stellen Tonschiefer-Siltstein-Wechselfolgen auf.
Im Trögernbach wurden in schwarzen Tonschiefern verschiedene Flysch-Spurenfossilien gefunden,darunter Dictyodora.Die Schüttungs-Richtungen im Nord-Bereich sind auf Abb.20 im kleinen Kärtchen dargestellt.
Weiter erwähnenswert sit ein Parakonglomerat im Trögernbach (92),das mit mächtigen Grauwacken tektonisch verschuppt ist. Der Gesamt-Komplex ist etwa 10 m mächtig,davon fallen auf das Konglomerat ca.2 m.Nach der oben benutzten Klassifikation handelt es sich um einen Pebbly sandstone.In einer Grauwacken-Matrix treten 2 Generationen von Geröllen auf,von denen die härteren exotischen gut gerundet sind (Geröll-Analyse s.u.).Daneben enthält das Konglomerat größere eckige Brocken von rötlichgrauem bis schwarzem Crinoidenkalk,Lydit und kleinere Pakete mit aufgearbeiteten Folgen aus der Flysch-Serie,z.B. eine Tonschiefer-Siltstein-gradierte Grauwacke-Wechselfolge.Der Durchmesser der runden Gerölle beträgt 3-5 cm,die max.Größe der Kalke 15 cm und der größte Durchmesser einer Sedimentscholle 80 cm. Es wurden verschiedene Kalkgerölle auf Conodonten aufbereitet, aber ohne Erfolg.Dafür enthalten alle diese Kalke im Schlämm-Rückstand viele ästige Röhrchen von agglutinierenden Foraminiferen oder ähnlichen Organismen.
Die Generation der runden Gerölle ist sicher von weiter her durch Flüsse herantransportiert worden,während die eckigen Brocken aufgearbeitetes Material aus dem Untergrund darstellen. Da das Konglomerat gradiert ist,handelt es sich wie bei den erwähnten anderen Pebbly sandstones aus Trögern um einen groben Turbidit.Dabei ist nur auffällig,daß soviel Material aus dem Untergrund aufgearbeitet worden ist.Die Herkunft der Kalkbrokken ist bisher ungeklärt.
Das wichtigste fazielle Kriterium stammt aber nicht aus der klastischen Serie des Unter-Karbons,sondern aus den liegenden Sedimenten.Es handelt sich um einen Lydit-Brekzien-Kalk,der von KUPSCH im Trögernbach gefunden wurde und später in gleicher stratigraphischer Position bis nach Zell Pfarre über eine Entfernung von 15 km nachgewiesen wurde (s.u.Abb.35).

Bei diesem eigenartigen Sediment schwimmen in einer Kalk-Matrix große eckige Trümmer schwarzen Lydits. Dieser Kalk ist unschwer als resedimentiertes Rutsch-Sediment zu deuten.
Aus den angeführten Beobachtungen, die zum großen Teil auf meinen Kollegen F. KUPSCH zurückgehen, werden für den unterkarbonischen Sedimentationsraum folgende Schlüsse gezogen:
1. Die erstaunliche Entfernungs-Konstanz eines Rutschsediments vom Typ, wie es der Lydit-Brekzien-Kalk darstellt, über eine Distanz von 15 km, dabei gradlinig E-W verlaufend, wird durch einen submarinen Abbruch an einer großen Störungslinie erklärt, die synsedimentär aktiv war und vielleicht durch Erdbeben Rutsche auslöste.
2. Die Grauwacken-Übermacht in den Flysch-Sedimenten und das Zurücktreten der Background-Sedimentation weisen auch auf die Nähe des Trog-Rands hin, genauso wie die Einschaltung von Parakonglomeraten.
3. Nördlich dieser Störungslinie, die etwa mit dem heutigen Störungssystem der Tonalit-Linie zusammenfallen würde, treten weder in den Karawanken noch m.W. in den Karnischen Alpen unterkarbonische Flysch-Sedimente auf. (Die einzige Ausnahme bildet Nötsch, s.u.).
4. Zusammenfassend wird geschlossen, daß der Flysch-Trog, der im Süden an einem deutlichen submarinen Hang allmählich in die Schelf-Sedimente übergeht, hier im Norden abrupt an einer steilen, durch eine Störung gebildeten, Kante endet.

g. Der unterkarbonische Sedimentations-Raum in den Karawanken
(Zusammenfassung der faziellen Ergebnisse)

Im Unterkarbon war in den Karawanken ein etwa E-W verlaufender Flysch-Trog ausgebildet, in dem longitudinale Turbidite abgesetzt wurden. Der Südrand des Trogs wird durch einen Schelf-Bereich gebildet, in dem unterkarbonische Bänderkalke zum Absatz kamen. Es läßt sich bisher nicht eindeutig entscheiden, ob dieser Schelf ein Vorland oder nur eine große Zwischenschwelle im Geosynklinal-Raum darstellt. Im Süden der Karawanken ist kein Unter-Karbon mehr bekannt, die nächsten Vorkommen liegen in Serbien, mindestens 200 km entfernt.
Der Abhang zwischen diesem Schelf und dem Flysch-Trog ist direkt und indirekt durch eine Fülle von Kriterien zu erschließen, die

auf der Fazies-Karte (Abb.21) noch einmal zusammengefaßt sind.



Den Außenrand des Schelfs stellt eine Zone von unterkarbonischen korallen-Riffkalken dar,die wahrscheinlich auf den äußersten Vorsprüngen vor dem Abbruch zum Trog gewachsen sind. Etwas unterhalb,aber auch im Sedimentations-Schatten,hat sich eine Zone von Kieselschiefern gebildet.Zwischen diesen Hangbereichen,die von klastischer Sedimentation frei waren,sind durch submarine Reliefeinschnitte,Täler oder Canyons,die verschiedenen klastischen Sedimente in den Trog transportiert worden.Hier sind in erster Linie die Fluxoturbidite zu erwähnen, die vermutlich die Füllung solcher submarinen Rinnen am Abhang darstellen.Die Parakonglomerate,Pebbly mudstones und Pebbly sandstones,sind Sedimente,die von tonigen oder sandigen Ausgangsbereichen am Schelf jeweils durch unterschiedlichen Transport-Mechanismus (Turbidity currents oder Rutsche) vermutlich durch die gleichen Relief-Einschnitte in den Trog gelangten.Ausgehend von kalkigen Schelfbereichen stellen die Olisthostrome eine ähnliche Wanderung von Sediment in den Trog dar,nur über längere Entfernung und längere Zeit hin.Am steilen Hang selbst entwickelten sich Mudflows und Slump-Strukturen.

An den Schüttungs-Richtungen der Turbidite kann man die laterale Zufuhr von Sediment in den Trog direkt belegen. Hier bietet sich das Bild von Sediment-Fächern am unteren Ende der submarinen Relief-Einschnitte an. Die Spurenfauna lebt bevorzugt im Trog, nimmt am Hang an Zahl deutlich ab und verschwindet auf dem Schelf ganz.

Man könnte gegen dies Faziesbild einwenden, daß es zu statisch sei und z.B. ein Wandern der Trog-Achse und damit der Küstenlinie im Laufe der Zeit nicht berücksichtige. Aber gerade die Riff-Bildungen, die nicht nur im Unter-Karbon sondern auch im Ober-Devon und im Unter-Devon im gleichen Bereich am Schelfrand auftreten, sprechen in dieser Beziehung für eine große Stabilität der Verhältnisse.

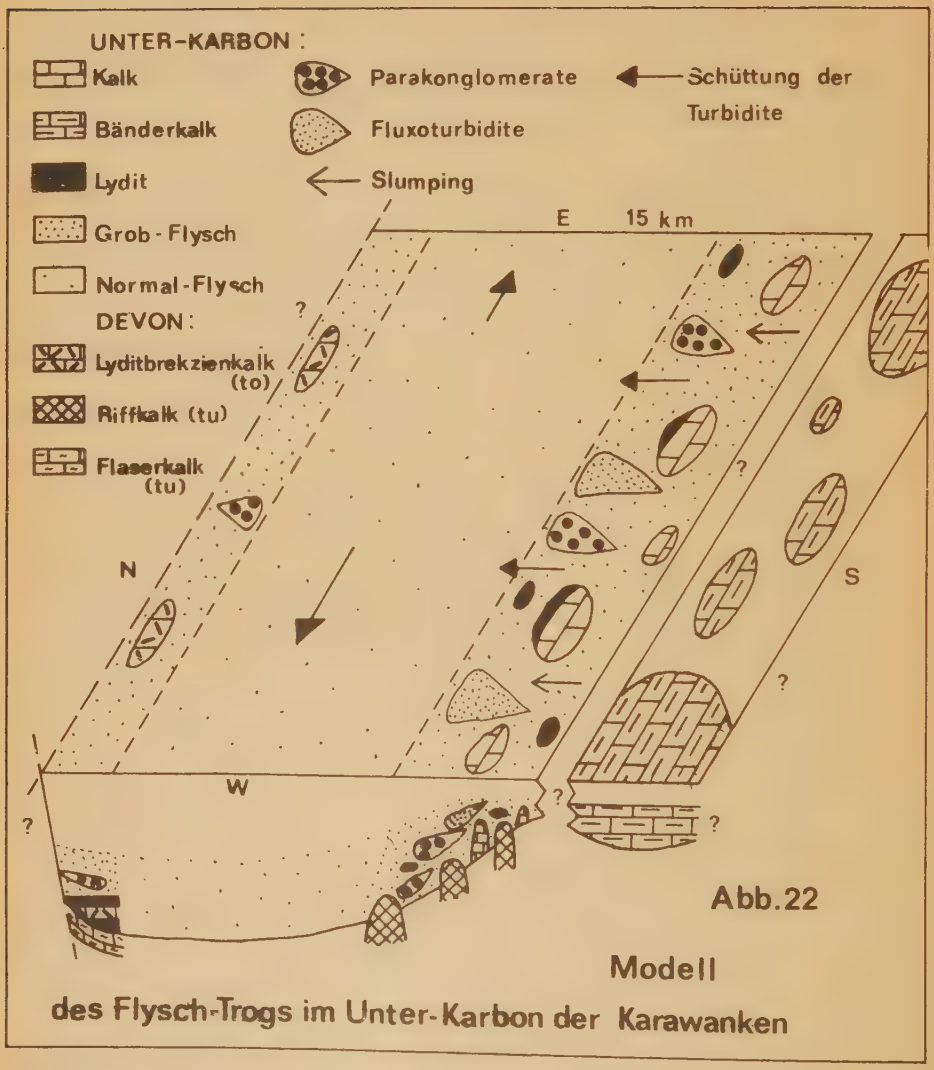
Im Vergleich mit dem Südrand erscheint die Deutung des Nordrandes gewagter, weil hier die entsprechenden Schelf-Sedimente fehlen. Hinweise auf den nahen Schelf bilden allerdings große Korallen-Stöcke im Lydit-Brekzien-Kalk, die nur aus der Nähe stammen können. Auch im Konglomerat im Trögernbach kommen große eckige Kalk-Brocken vor, die sicher nicht weit transportiert worden sind. Nördlich der heutigen Tonalit-Linie kommen keine unterkarbonischen Flysch-Sedimente mehr vor. Folgt man der Deutung des Nordrands als Steilstufe an einer großen Störung, wie es weiter oben wahrscheinlich gemacht wurde, so läßt sich das Fehlen des Schelf-Unter-Karbons auf der Hochscholle im Norden durch spätere Erosion erklären.

Troglänge und -breite

Die Breite des Flyschtrogs würde nach den jetzigen Verhältnissen etwa 10 km betragen. Rechnet man den Betrag der tektonischen Ausglättung hinzu, so kommt man auf etwa 15-20 km.

Die nachgewiesene Länge beträgt in Seeberger Aufbruch und Eisenkappeler Paläozoikum 30 km. Über die Fortsetzung der Flysch-Sedimente nach Westen in die Karnischen Alpen bis hin zum Plöcken-Paß besteht meiner Ansicht nach kein Zweifel. Das würde eine Gesamtlänge von 150 km ausmachen. Das Verhältnis Länge zu Breite wäre also sehr groß (etwa 10:1) wie auch in vielen anderen bekannten Flysch-Trögen.

Abb.22 zeigt ein Modell des unterkarbonischen Flysch-Trogs in den Karawanken, wie es nach all diesen Ausführungen am wahrscheinlichsten ist.



Vergleich mit anderen Flysch-Trögen

Es gibt in der Literatur bisher nicht sehr viele Beispiele von Flysch-Trögen, bei denen der Übergang zu den entsprechenden Schelf-Sedimenten bekannt ist. In den meisten Fällen wurden gerade die Randbereiche bei den späteren tektonischen Bewegungen abgeschert.

Das beste Beispiel scheint mir die zusammenfassende Arbeit von KHVOROVA (1959) über den Ober-Karbon-Flysch des Urals zu sein. Der Trog ist asymmetrisch, am breiten Osthang treten Konglomerate, Rutschungen und Schlammströme auf. Für diesen Hang wurde ein Gefälle von etwa 3° errechnet bei einer angenommenen Trogtiefe von 1000 m. Der Westhang ist bedeutend steiler. KHVOROVA nimmt Tiefsee-Gräben unmittelbar vor der kalkigen Schelf-Plattform an, in die bei Erdbeben große Blockstürze von Kalken hinabgerieten. Das klastische Material kam fast ausschließlich von Osten, während die Sedimente nach Westen immer feiner werden, bis sie im Anschluß an die erwähnten Kalk-Brekzien abrupt zu Plattform-Kalken übergehen.
UNRUG (1963) beschreibt vor allem Hangsedimente zwischen Plattform und Trog in den Istebna beds der polnischen Karpathen.
DEWEY (1962) bringt ein gutes Beispiel der Verzahnung longitudinaler und lateraler Schüttungen im Ordoviz von Irland.
Beispiele für die laterale Einschüttung der groben konglomeratischen Bildungen in Flyschtröge bringen SAMES (1965) für den Flysch im Apennin, McBRIDE (1962) für den ordovizischen Flysch in den Appalachen und KUENEN & SANDERS (1956) für die Kulm-Grauwacken am Edersee. Letztere beschreiben auch den allmählichen Übergang von Flachwasser-Sandsteinen über Rutschkonglomerate bis zu Flysch-Grauwacken von S nach N.

Vergleich mit den Verhältnissen in den karnischen Alpen

Da es meiner Ansicht nach keinen Zweifel darüber gibt, daß sich der Unter-Karbon-Flysch bis in die Karnischen Alpen im Westen weiterverfolgen läßt, liegt es nahe, die in den Karawanken gewonnenen Ergebnisse mit den Verhältnissen dort zu vergleichen. Das kann natürlich zunächst nur an Hand der Literatur geschehen, und deshalb können die folgenden Bemerkungen auch nur Hinweise enthalten, die im Gelände zu überprüfen wären.
Der unterkarbonische Flysch bildet in den Karnischen Alpen einen Teil der sogenannten Hochwipfel-Schichten, benannt nach dem 2185 m hohen Hochwipfel an der österreichisch-italienischen Grenze. In den Hochwipfel-Schichten wurde schon 1935 durch ABEL bei Tröpolach Dictyodora nachgewiesen. Unmittelbar südlich des Hochwipfels liegt auf italienischem Gebiet in 4 km Luftlinie Entfernung der Monte Zermula, an dem von FERRARI & VAI (1965) eine durchgehende

Folge vom Givet bis ins Unter-Karbon III in kalkiger Ausbildung nachgewiesen wurde.Die Verhältnisse sind also völlig analog den Karwanken mit dem Flysch-Trog im Norden und Schelf-Kalken im Süden.

F.HERITSCH (1943) weist in seiner Beschreibung der Hochwipfel-Schichten in den zentralen Karnischen Alpen darauf hin,daß diese generell in den tieferen Decken schiefriger ausgebildet seien,während die höheren (d.h.weiter aus dem Süden kommenden) durch einen häufigen Anteil von Lydit-Brekzien gekennzeichnet seien.Das entspricht ebenfalls den Verhältnissen in den Karawanken,wo ja die Lydit-Brekzien als hangnahe Bildungen gedeutet wurden.

Die von H.HERITSCH (1930) beschriebenen und von F.HERITSCH (1943) erneut erwähnten Geröllschiefer vom Eder weisen trotz einer Entfernung von 150 km eine erstaunliche Ähnlichkeit im Geröll-Spektrum mit den Konglomeraten der Karawanken auf.Allerdings bleibt ein solcher Vergleich auf Grund der Beschreibung allein problematisch.

Von besonderer Wichtigkeit für einen Vergleich ist das Karbon von Nötsch im Gailtal.Dies Vorkommen liegt etwa in der gleichen Position wie Ebriach in den Karawanken,nur nördlich der Tonalit-Linie.Es stellt das einzige Vorkommen von Unter-Karbon in Schelf-Fazies dar,das nördlich des Flyschtrogs liegt.Diese Productiden führende schiefrige Flachwasser-Ausbildung ist seit langem bekannt.Nun haben aber FLÜGEL & KODSI (1968) eine Ausbildung des Karbons von Nötsch als Pölland-Gruppe beschrieben, in der in Schiefern Dictyodora und Nereites auftreten.Ohne die Verhältnisse in Nötsch näher zu kennen,würde ich doch auf Grund dieser Funde die Vermutung aussprechen,daß hier,wo beide Fazies-Ausbildungen so eng nebeneinander liegen,der Nordrand des Flyschtrogs zu suchen ist.An der gleichen Stelle,an der in Ebriach nur die Trog-Bildungen vorhanden waren,wäre hier auch noch die Schelf-Ausbildung des Unter-Karbons zu finden.Die enge Nachbarschaft zwischen beiden Ausbildungen würde nach KNILL (1959),aber auch nach KHVOROVA (1959) für einen sehr steilen Hang sprechen. Das würde wieder der Deutung in den Karawanken als Störung entgegenkommen.

C. Der zeitliche Sedimentations-Ablauf im Unter-Karbon der Karawanken (Stratigraphie)

Bei den stratigraphischen Untersuchungen muß man zwei Gebiete unterscheiden: a) die unterkarbonischen Kalke im Süden, in denen eine stratigraphische Datierung mit Hilfe von Conodonten möglich ist und b) den Flyschtrog, bei dem eine stratigraphische Einordnung nur mit indirekten Methoden gelingt.

a. Die Kalke

SCHULZE (1968) wies im Seeberg-Gebiet Unter-Karbon in 2 Bänderkalken und 2 Riffschutt-Kalken erstmals nach. Jetzt wurden zusätzliche Conodontenfunde gemacht, so daß folgende Kalke in Abb. 18 datiert sind:

Kalk 10: Gnathodus sp., Scutula venusta, Spathognathodus campbelli
Dat.: cu III

Kalk 12: Gnathodus delicatus, G. girtyi, G. punctatus, G. semiglaber, G. texanus, Hindeodella segaformis, Scaliognathus anchoralis, Doliognathus lata, Ozarkodina roundyi, Polygnathus communis, P. triangula ssp. indet., Spathognathodus campbelli
Dat.: cu IIβ/γ, anchoralis-Zone

Kalk 21: Gnathodus sp.
Dat. (SCHULZE, 1968): cu

Kalk 22: Gnathodus texanus, G. sp., Spathognathodus campbelli
Dat. (SCHULZE): cu III

Kalk 23: Gnathodus commutatus commutatus, G. commutatus punctatus
Dat.: anchoralis-Zone bis cu III

Kalk 24: Gnathodus texanus, G. sp.
Dat.: anchoralis-Zone bis cu III

Kalk 31: Gnathodus texanus, G. sp., Siphonodella sp. indet.
Dat. (SCHULZE): mittl. cu I - mittl. cu II

Kalk 35: Palmatolepis sp. imdet.
Dat.: to

Kalk 38: Gnathodus bilineatus, G. girtyi, G. semiglaber, G. texanus
Dat.: anch.-Zone bis cu III

Kalk 39: Gnathodus girtyi, G. semiglaber, G. texanus
Dat.: anch.-Zone bis cu III

Kalk 40: Gnathodus sp., Scaliognathus anchoralis
Dat. (SCHULZE): anch.-Zone

In der Fazies der Riffschutt-Kalke ist bisher das gesamte Unter-Karbon mit Ausnahme des untersten cu I nachgewiesen,in der Fazies der Bänderkalke neben Ober-Devon bisher nur anchoralis-Zone bis cu III.Die anchoralis-Zone wurde in drei verschiedenen Fazies-Ausbildungen nachgewiesen:1) im Bänderkalk 40,2)im Riffkalk 12 und 3) in knolligen Kalken,die als Gerölle im Grubelnik-Olisthostrom vorkommen (s.u.).

b.Der Flysch-Trog

Mit der Altersbestimmung der unterkarbonischen Kalke gelingt noch keine Aussage über das Alter der Flysch-Serie.Hier sind nur indirekte Methoden möglich und zwar durch Einengung von unten und oben und durch Untersuchung der Kalkgerölle in Konglomeraten im Flysch.

1.Die Basis des Flysch-Trogs

Um den Beginn der Flysch-Sedimentation festzustellen,wurden alle älteren Sedimente,vor allem Kalke,die in irgendeinem Zusammenhang mit der Flysch-Serie stehen,untersucht.
Das Oberdevon ist nur in den Riffen von Pasterk und Rapold vertreten,daneben in Rutsch-Sedimenten in Trögern,das Mitteldevon fehlt überhaupt.Am häufigsten treten unterdevonische Flaserkalke als Basis auf.
Auf Abb.23 sind verschiedene Säulenprofile aus dem ganzen untersuchten Bereich in die Karte eingetragen.Man erkennt eine deutliche Gliederung in 4 Zonen,die die bisherige Einteilung des Fazies-Raums bestätigt:

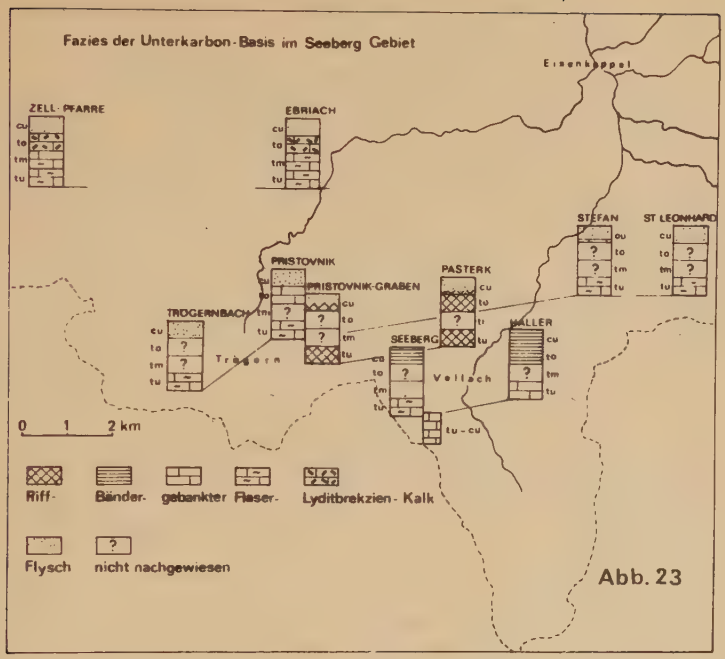
a)Seeberg-Gebiet (Profile Seeberg und Hallerfels)
Bänderkalke folgen auf Flaserkalke des Unter-Devons.

b)Riffzone (Pasterk und Pristovnikgraben)
Neben Riffen des Unter-Karbons treten in diesem Bereich auch im Ober-Devon und im Unter-Devon Riffe auf.

c)Flysch-Trog (Trögernbach,Pristovnik,Stefan,St.Leonhard)
Hier ist die Lücke zwischen Unter-Devon und Unter-Karbon besonders ausgeprägt.

d)Nordrand (Zell Pfarre,Ebriach)
Hier ist in Flaserkalken neben Unter-Devon auch Mittel-Devon nachgewiesen (KUPSCH,mdl.Mitt.),im Ober-Devon treten die Lydit-Brekzien-Kalke auf.

Aus diesen Verhältnissen an der Flysch-Basis ist folgendes über den zeitlichen Ablauf der Sedimentation abzuleiten:

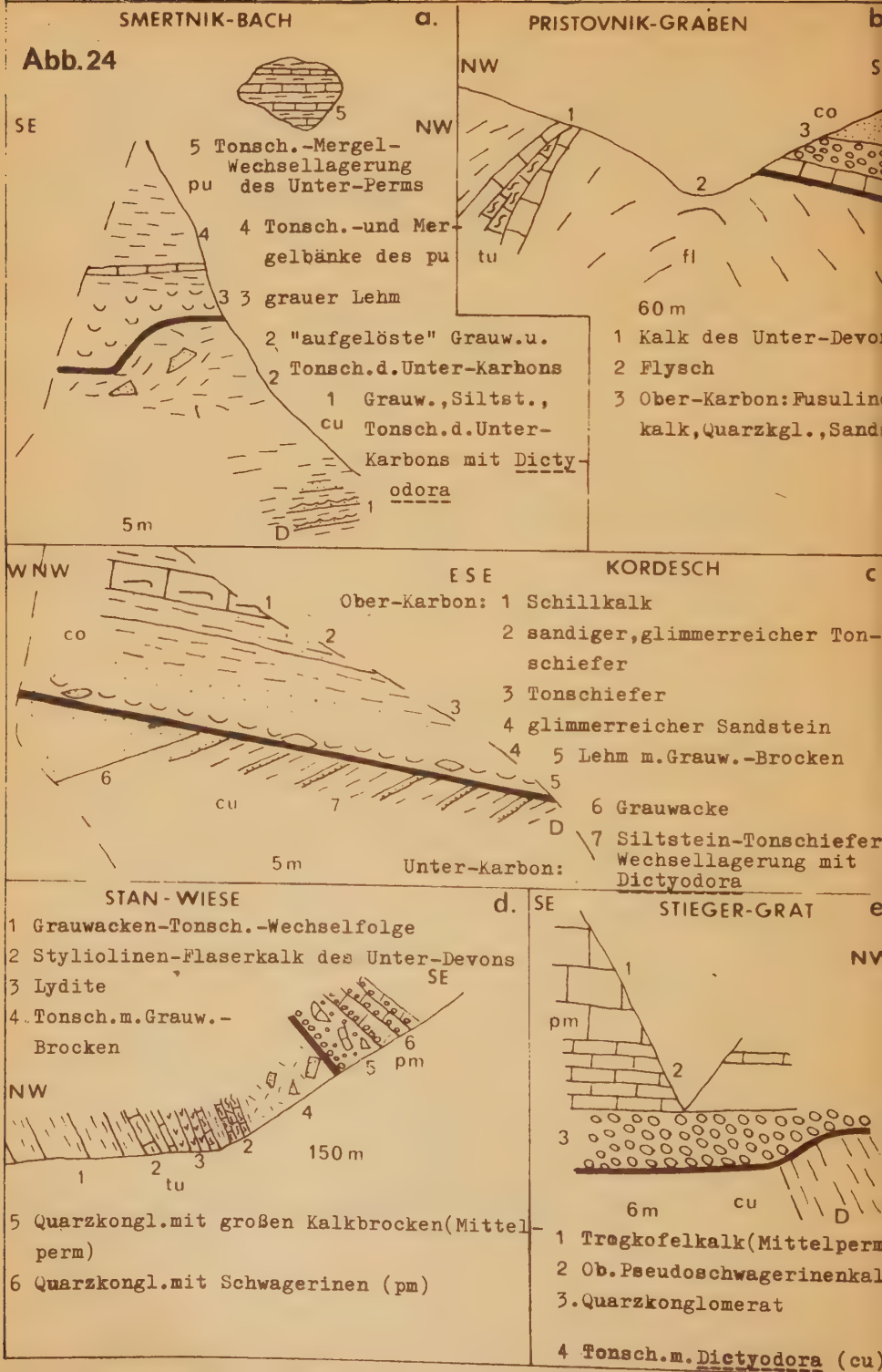


Die erste leichte Differenzierung innerhalb des Ablagerungs-Raums begann im Unter-Devon, indem sich in der Mitte (bei Pasterk) eine Schwelle mit Riffen herausbildete. Im Norden begann dann der Flyschtrog abzusinken, wahrscheinlich schon durch das ganze Devon hindurch. Im Schwellenbereich wurden während dieser Zeit weiter Riffe gebildet. Südlich der Riffzone setzte wahrscheinlich ebenfalls leicht Absenkung ein. Wann allerdings die klastische Flysch-Sedimentation im absinkenden Trog begonnen hat, läßt sich durch diese Überlegungen nicht feststellen.

2. Der Top der Flysch-Serie

Zum ersten beschriebenen Auflager von Ober-Karbon auf Unter-Karbon (TESSENSOHN, 1968) kamen inzwischen mehrere weitere hinzu. Die 5 deutlichsten Transgressions-Bildungen sind auf Abb. 24 zusammengestellt. Außer diesen Profilen gibt es viele Stellen, wo das Auflager aus dem Kartenbild erschlossen werden kann. Zu dieser Frage muß man sich unbedingt auf das Gebiet nördlich der Storschitz-Nordrand-Störung beschränken, weil nur hier, im Gebiet

Abb.24


SMERTNIK-BACH
a.
SE
NW
5
5 Tonsch.-Mergel-Wechsellagerung des Unter-Perms
pu
4 Tonsch.-und Mergelbänke des pu
3 3 grauer Lehm
2 "aufgelöste" Grauw.u. Tonsch.d.Unter-Karbons
1 Grauw.,Siltst.,
cu Tonsch.d.Unter-Karbons mit Dictyodora
5m
D
PRISTOVNIK-GRABEN
b
NW
S
1
2
3
co
tu
fl
60 m
1 Kalk des Unter-Devo
2 Flysch
3 Ober-Karbon: Fusulin
kalk, Quarzkgl., Sand
WNW
ESE
KORDESCH
c
co
cu
D
5m
Ober-Karbon: 1 Schillkalk
2 sandiger, glimmerreicher Tonschiefer
3 Tonschiefer
4 glimmerreicher Sandstein
5 Lehm m.Grauw.-Brocken
6 Grauwacke
7 Siltstein-Tonschiefer Wechsellagerung mit Dictyodora
Unter-Karbon:
STAN - WIESE
d.
1 Grauwacken-Tonsch.-Wechselfolge
2 Styliolinen-Flaserkalk des Unter-Devons
3 Lydite
4 Tonsch.m.Grauw.-Brocken
SE
NW
pm
tu
150 m
5 Quarzkongl.mit großen Kalkbrocken (Mitteperm)
6 Quarzkongl.mit Schwagerinen (pm)
SE
STIEGER-GRAT
e
NV
pm
6m
cu
D
1 Trogkofelkalk (Mittelperm
2 Ob.Pseudoschwagerinenkal
3. Quarzkonglomerat
4 Tonsch.m. Dictyodora (cu)

der Faltung,die Transgressions-Flächen primär sind.Im Bereich der Schuppenzone muß immer mit Abscherung gerechnet werden. Die dicke schwrze Linie stellt jeweils die Transgressions-Fläche dar.Abb.24a entspricht Abb.9 in TESSENSOHN (1968).Inzwischen hat sich jedoch die stratigraphische Einordnung der hangenden Serie geändert,die seinerzeit ins Ober-Karbon gestellt worden war.Nach dem Fund eines Goniatiten in der Nähe ist jetzt ein Unter-Perm-Alter wahrscheinlich.
Abb.24b und c stellen dagegen echte Ober-Karbon Transgressionen dar.In 24b,aufgeschlossen in einem kleinen Bachriß am Westhang des Pristovnikgrabens (46),bildet ein Fusulinenkalk die Basis des Ober-Karbons,gefolgt von einem Quarzkonglomerat und Sandsteinen.Bemerkenswert bei dieser Transgression ist die Nähe eines unterdevonischen Kalks.Hier muß vor der Ablagerung des Ober-Karbons eine erhebliche Abtragung stattgefunden haben.
Der beste Transgressions-Aufschluß liegt bei Kordesch in Vellach (60),Abb.24c.Hier ist die diskordante Lagerung des Ober-Karbons auf dem schräggestellten Unter-Karbon am deutlichsten. Bei Kordesch wurden in einem Fusulinenkalk etwa 50 m über der Basis mehrere Conodonten der Gattung Idiognathodus gefunden.Sie entsprechen genau den von SCHULZE (1968) beschriebenen Typen a. und b.Die Gattung ist nach SCHULZE aus dem amerikanischen Pennsylvanian bekannt und zwar erst von der Des Moines Serie ab,die dem Westfal D entspricht.
Die Profile d und e zeigen die Transgression der Trogkofelstufe (Mittel-Perm) über den gefalteten Untergrund.Abb.24d an der Stanwiese,Straße nach St.Leonhard (63),zeigt die Transgression des klastischen Äquivalents der Trogkofelstufe mit sehr schönen großen Pseudoschwagerinen über Styliolinen-Flaserkalke des Unter-Devons und eine Grauwacken-Tonschiefer-Sedimentation.
Dagegen transgrediert auf Abb.24e der Trogkofelkalk über eine Tonschiefer-Siltstein-Wechsellagerung mit Dictyodora.Dieser Aufschluß liegt in einer kleinen Rinne am Rücken,der von Stieger nach Süden ansteigt (97).Ein Quarzkonglomerat bildet die eigentliche Basis,darüber folgen einige schwarze gebankte Kalke (Ob. Pseudoschwagerinenkalk ?),dann massiger Trogkofelkalk.
Zusammenfassend kann aus der Serie der Auflager geschlossen werden,daß die ältesten Transgressions-Bildungen in das Westfal D gehören.Das ist also die absolute Obergrenze für die Flysch-

Bildungen,die somit in den Bereich zwischen Ober-Devon und Westfal D anzusetzen sind.Gegenüber den früher gemachten Aussagen (TESSENSOHN,1968) ist diese Zeitspanne prinzipiell nichts Neues. Zusätzliche Ergebnisse brachten erst die konglomeratischen Bildungen im Flysch.

3.Die Kalk-Konglomerate im Flysch

Eckige Kalke kommen als Gerölle vereinzelt in den Parakonglomeraten (Trögernbach,Kepp) vor,aber keines dieser Crinoidenkalk-Gerölle erbrachte Conodonten,alle enthielten nur ästige Röhrchen agglutinierender Foraminiferen.Die aus den konglomeratischen Bildungen gewonnenen Conodonten stammen alle aus den Olisthostromen.

a.Grubelnik

Die Kalk-Brekzie in Kalk 3 der umrahmenden Kalke (s.o.Abb.14) erbrachte folgende Conodonten:Palmatolepis sp.,Polygnathus brevilamina,Gnathodus girtyi,G.texanus Dat.: to und cu

Aus verschiedenen Proben innerhalb des Olisthostroms stammen folgende Conodonten:

Einzelgerölle:1.mergeliger grauschwarzer Crinoidenkalk

Gnathodus girtyi,G.texanus Dat.: höheres cu

2.ähnliches Geröll

Gnathodus sp. Dat.: cu

3.graues Kalkgeröll

Palmatolepis sp. Dat.: to

4.lichtgrauer kalk

Palmatolepis deflectens deflectens,P.glabra elongata,P.g.pectinata,P.perlobata schindewolfi,P. quadrantinodosa inflexoidea,Polygnathus sp.,Scutula venusta

Dat.:untere quadrantinodosa-Zone,oberes to II

5.grauer Kalk

Gnathodus delicatus,G.girtyi,G.texanus,Dat.:höheres cu

6.große Platte gelblichen Knollenkalks mit Goniatiten

Gnathodus delicatus,G.girtyi,G.texanus,Ozarkodina roundyi,Spathognathodus campbelli Dat.: cuIII

7.brauner Knollenkalk,Gnathodus texanus,höh.cu.

Gemischte konglomeratische Partien:

1. Gnathodus sp. Dat.: cu
2. Gnathodus commutatus commutatus, G. texanus, Spathognathodus campbelli Dat.: cu III
3. Palmatolepis deflectens deflectens, P. tenuipunctata, P. quadrantinodosa inflexoidea, Gnathodus delicatus, G. texanus, Hindeodella segaformis, Spathognathodus campbelli
   Dat.: to IIα, to IIβ, cu IIβ/γ, cu III
4. Gnathodus bilineatus, G. texanus, Palmatolepis gonioclymeniae Dat.: toVI, cuIII
5. Palmatolepis glabra elongata, P. g. pectinata, P. tenuipunctata, P. quadrantinodosa inflexoidea, Gnathodus bilineatus, G. commutatus commutatus, G. delicatus
   Dat.: to IIα, to IIβ, höheres cu
6. Palmatolepis gonioclymeniae, Gnathodus delicatus, G. texanus, Polygnathus communis, Pseudopolygnathus triangula ssp. indet. Scaliognathus anchoralis, Spathognathodus campbelli, Spathognathodus werneri
   Dat.: to VI, cu IIβ/γ, cu III

Das Olisthostrom von Grubelnik umfaßt also eine Mischfauna aus Ober-Devon und Unter-karbon. Darunter finden sich die Leitformen für das to II, to III, to VI, cu IIβ/γ, cu III.

b. Pristovnikbach

In der kleinen Rinne zwischen dem Pristovnikgraben und dem Weg zur Roblek-Alm (49) sind aufeinander folgend zwei interessante Sedimente aufgeschlossen. Im Liegenden findet sich das schon beschriebene kleine Olisthostrom, im Hangenden davon stehen etwa 4 - 5 m mächtige graue plattige Kalke an.

Conodonten aus dem Olisthostrom:

Icriodus alternatus, I. curvatus, I. symmetricus, Palmatolepis sp., Polygnathus xylus (Grenze Eifel-Givet), daneben Styliolinen Dat.: tm und to

Conodonten aus den Plattenkalken:

1. Palmatolepis distorta, P. glabra pectinata, P. minuta minuta, P. quadrantinodosa marginifera, Polygnathus nodocostata
   Dat.: quadrantinodosa-Zone, Grenze to II-to III

2. Palmatolepis glabra elongata, P.g.pectinata, P. perlobata schindewolfi, P.cf.regularis
Dat.: quadrantinodosa-Zone
3. Palmatolepis minuta minuta, P.quadrantinodosa inflexoidea Dat.: unt.quadrantinodosa-Zone

Drei verschiedene Proben aus diesen Plattenkalken erbrachten also genau die gleiche Conodonten-Zone. Diese Kalke sind das conodonten-reichste Sediment im Arbeitsgebiet; der Beschränkung auf wenige Arten der Gattung Palmatolepis steht ein ungeheurer Individuen-Reichtum gegenüber. In bestimmten Bereichen der Kalke sind die Conodonten angereichert, denn neben den erwähnten reichen Proben enthielt eine Probe aus der Serie überhaupt keine Conodonten. Das Material ist ziemlich schlecht erhalten, etwa zwei Drittel werden von Bruch gebildet. Der schon 1968 geäußerte Verdacht, daß es sich hier um allodapische Kalke (im Sinne von MEISCHNER, 1962) handelt, wird durch diese Beobachtungen unterstützt.

Die stratigraphische Einordnung der Flysch-Serie

Die beiden Olisthostrome weisen ein unterschiedliches Alter auf. Während das von Grubelnik Ober-Devon und Unter-Karbon umfaßt, reicht das am Pristovnik-Graben vom Mittel-Devon ins Ober-Devon, Unter-Karbon wurde hier nicht nachgewiesen. Beide Olisthostrome stehen in unmittelbarem Zusammenhang mit der Flysch-Serie. Das von Grubelnik wird rings von Flysch umgeben, d.h. im Liegenden wie im Hangenden liegen echte Flysch-Sedimente. Die hangenden Flyschbildungen sind also jünger als die jüngsten Komponenten im Olisthostrom, somit jünger als höchstes Unter-Karbon (cu III). Am Pristovnik-Graben sind die Verhältnisse weniger eindeutig, da die Umgebung nicht so gut aufgeschlossen ist. Auf das Olisthostrom folgen Plattenkalke des Ober-Devons. Daran schließen sich Grauwacken-Tonschiefer-Sedimente an, die nach Norden in typischen Normal-Flysch mit Dictyodora und Nereites übergehen. Ob auch im Liegenden des Olisthostroms Flysch-Sedimente vorkommen, läßt sich nicht sagen. Der hangende Flysch ist aber auf jeden Fall jünger als Ober-Devon II.

Damit ergibt sich für das Gebiet schon ein zusammenhängender Zeitraum der Flysch-Sedimentation vom Ober-Devon bis ins Namur hinein, man kann also mit Berechtigung von einem Unter-Karbon-Flysch sprechen, da dieser Zeitraum ganz von der Flysch-Sedimen-

tation überstrichen wird. Wie weit die Sedimentation noch ins Namur hinein oder sogar über das Namur hinaus geht (FRANCAVILLA, 1965 begrenzte nach Sporen das Alter der Hochwipfel-Schichten in den Karnischen Alpen vom Namur A bis zum Westfal B), läßt sich zur Zeit noch nicht sagen, jedoch erscheint es völlig unwahrscheinlich, daß sie nur in dieser Zeit stattgefunden hat und keine älteren Anteile enthält.
Nach FLÜGEL, GRÄF & ZIEGLER (1959) reichen die Hochwipfel-Schichten in den Karnischen Alpen an der Grünen Schneid vom Ober-Devon bis ins cu II nach Goniatiten und Conodonten, nach Pflanzenbestimmungen von GORTANI bis ins Namur. D.h. dort wird der gleiche Zeitraum wie in den Karawanken umfaßt.

D. Beziehungen zwischen Flysch-Sedimentation und variszischer Orogenese (speziell Saualpen-Metamorphose)

Eine mögliche Parallelisierung des nichtmetamorphen Variszikums der Karawanken mit dem metamorphen der Saualpe wird von SCHÖNENBERG (1967) diskutiert. Die Metamorphose in der Saualpe muß zwischen Ober-Devon (to II-III) und Ober-Karbon (Westfal D) stattgefunden haben. In diesem stratigraphischen Großbereich käme die bretonische oder die sudetische "Phase" in Frage.
In den Karawanken wurden orogene Bewegungen zwischen Unter-Karbon und Ober-Karbon nachgewiesen (TESSENSOHN, 1968). Diese würden also in den Bereich der sudetischen Phase fallen.
SCHÖNENBERG (1969) äußert nun die interessante Vorstellung, daß möglicherweise der unterkarbonische Flysch-Trog der Karawanken eine südliche Vortiefe darstellt zu einem älteren metamorphen Orogen in der Saualpe. Die Metamorphose wäre nach dieser Vorstellung als bretonisch anzusehen.
Eine Antwort auf diese möglichen Beziehungen konnte bei den Untersuchungen im Flysch-Trog von zwei Seiten erwartet werden:
a) durch Rekonstruktion der Schüttungs-Richtungen und
b) durch Geröll-Analysen in Konglomeraten und Grauwacken.
Wie schon oben erwähnt ergab die Rekonstruktion der Schüttungs-Richtungen keine Hinweise auf ein Liefergebiet im Norden, Nordosten oder Nordwesten. Das muß aber nicht heißen, daß kein Material von Norden her in den Trog eingeliefert wurde, denn im Aufnahme-Bereich könnten die Schüttungen schon longitudinal in den Trog eingeregelt sein.

Geröllanalyse: An den Flysch-Grauwacken und Konglomeraten wurden folgende lithologische Untersuchungen durchgeführt:

a) Untersuchung der Gerölle

1. Qualitative Durch-Musterung des Geröll-Bestands der Konglomerate. Für eine quantitative Untersuchung konnten nicht genügend Gerölle gesammelt werden.

2. Deshalb wurde die quantitative Untersuchung des Geröll-Bestands an Dünnschliffen von groben konglomeratischen Grauwacken sowie an feineren Konglomerat-Partien durchgeführt. Hierbei wurden nur die vermutlich lateral eingeschütteten Sedimente untersucht und zwar getrennt nach Nord- und Süd-Bereich.

b) Untersuchung der Grauwacken

Bestimmung ihrer Bausch-Zusammensetzung durch Abschätzung von Quarz, Matrix und Gesteins-Bruchstücken gegeneinander.
Ein Vergleich sollte nach DZULINSKI & WALTON (1965) möglichst an gleichkörnigen Stücken durchgeführt werden, da die Anteile von Quarz, Matrix und Gesteinsbruchstücken von der jeweiligen Korngröße innerhalb der Bank abhängig sind. An der Basis treten mehr Komponenten, am Top mehr Matrix auf. Deshalb wurde die Dünnschliff-Untersuchung auch in ertser Linie an groben Basis-Stücken durchgeführt.

a) Untersuchung der Gerölle

1. Rein qualitative Untersuchung des Geröll-Inhalts von 4 polymikten Konglomeraten, 3 aus dem Süd-Bereich (Kepp, Pasterk, Rusch), 1 aus dem Nord-Bereich (Trögernbach, nördl. der Klamm).

1. Kepp-Konglomerat

1. Spilit (Albit-Intersertal-Gefüge, mit Chlorit, Calcit und Erz in den Zwickeln)
2. Spilit (mit "Chlorit-Einsprenglingen" in Plagioklas-Intersertal-Gefüge, stark calcitisiert)
3. Quarz-Feldspat-Tuff (mit viel frischem Albit, wenig Quarz und ziemlich dichter Grundmasse)
4. grünliche Grauwacke
5. Keratophyr (große idiomorphe Albit-Einsprenglinge in feiner Plagioklasleisten-Grundmasse, wenig Chlorit und Erz)
6. Milch-Quarz
7. Schwarzer Kalk mit Crinoiden und Echinodermen-Stacheln
8. Tonstein

9. Feldspat-Tuff (viele zerbrochene Albit-Fragmente in einer feinen feldspatischen Grundmasse)
10. heller Kiesel-Schiefer (sekundär calcitisiert)

2. Rusch-Konglomerat

1. Schwarzer Kalk
2. Heller Kiesel-Schiefer (mit klastischer Komponente von Quarz und Plagioklas-Bruch, starker Calcit-Fraß)
3. Tonstein
4. Quarz-Keratophyr bzw. Quarz-Albit-Tuff (große idiomorphe tafelige Albite und idiomorphe Quarze in bräunlich limonitischer Grundmasse)
5. dunkle Grauwacke
6. Gneis (Mikroklin-Quarz-Oligoklas-Muskowit-Gestein, von Scherflächen durchzogen, an denen alle Komponenten stark kataklastisch zerbrochen sind)
7. Albit-Gneis (Quarz und stark verwitterte Feldspäte, Muskowit)

3. Pasterk-Konglomerat

1. Aschentuff (vulkanisches, extrem fein rekristallisiertes Glas mit Blasenfüllungen von Quarz und Chalcedon, im Glas schwimmend Scherben von Feldspat, umgewandelt in Zeolithe)
2. Tuff (vulkanisches Glas mit wenig Kristalliten, Chalcedon und Epidot-Mandeln)
3. Crinoidenkalk, stark rekristallisiert, mit Schill, Bryozoen und Gastropoden
4. Spilit (mit Albit-Einsprenglingen in Albit-Grundmasse, in den Zwickeln Chlorit, stark karbonatisiert)
5. Grauwacke

4. Trögernbach-konglomerat

1. Spilit-Tuff (eckige Trümmer von verschiedenen Spilit-Typen in feiner Grundmasse. Komponenten: basische chloritreiche und weniger basische feldspatreiche Spilite mit Pseudomorphosen von Chlorit nach Augit. Grundmasse chloritisch mit feinen, nicht idiomorphen, eckigen Trümmern von Quarz und Feldspat, vermutlich klastisch)
2. Quarzit (graphitischer Metaquarzit mit Granat)
3. Siltstein
4. Gneis (Quarz, Albit, Mikroklin, Muskowit, Biotit)

5.grünliche Grauwacke
6.Gneis (Quarz,Plagioklas,Orthoklas?,Biotit,Muskowit)
7.Tuff (mit sauren und basischen Komponenten.In quarzofeldspatischer Grundmasse eckige Scherben von braunem vulkanischen Glas mit idiomorphen Quarzen und Skelettquarzen,von Glas mit Epidot-Mandeln und von Chlorit)
8.Kiesel-Schiefer
9.Spilit
10.Gneis oder Granit (Plagioklas,Mikroklin,Quarz,Biotit und Muskowit
11.lagiger Quarzit (zwischen Lagen mit Quarz und Muskowit eine Lage mit Quarz und Chlorit)
12.Gneis od.Granit (Quarz,Feldspat,Biotit,wenig Muskowit)
13.Epidot-Chlorit-Quarzit
14.vulkanisches Glas,sauer,mit Sphäruliten
15.Arkose
16.Epidot-Chlorit-Albit-Schiefer
17.gefalteter Phyllit
18.Phyllit

Getrennt nach Süden und Norden ergibt sich also folgender Geröll-Bestand:

Süden	Norden
Grauwacke	Grauwacke
Siltstein	Siltstein
Tonstein	
Kiesel-Schiefer	Kiesel-Schiefer
Gang-Quarz	Gang-Quarz
Crinoiden-Kalk	Crinoiden-Kalk
	Arkose
Spilit	Spilit
Keratophyr	Keratophyr
Tuff,basisch und sauer	Tuff,basisch und sauer
Gneis	Gneis
	Phyllit,Epidot-Chlorit-Albit-Schiefer,Graphit-Quarzit mit Granat,Quarzit mit Muskowit und Chlorit,Biotit-Quarzit

Auswertung und Schlüsse:
Die Gerölle in den 4 polymikten Konglomeraten lassen sich zu mehreren Gruppen zusammenfassen:

1.Gruppe der geosynklinalen klastischen Sedimente

Grauwacke,Siltstein,Tonschiefer,Kieselschiefer

Grauwacken,Siltsteine und Tonschiefer bilden gut gerundete Gerölle,während die Kiesel-Schiefer häufig eckig sind.
Es würde naheliegen,diese Komponenten als resedimentierte Anteile der Normal-Flysch-Sedimentation des Unter-Karbons aufzufassen. Für die Kiesel-Schiefer trifft dies vermutlich auch zu.Aber bei den Grauwacken sprechen zwei Tatsachen gegen diese Deutung:a)die gute Rundung des Gerölle,die sicher im Flachwasser-Bereich erfolgt sein muß,und b)der unterschiedliche lithologische Charakter dieser Grauwacken.Schon makroskopisch unterscheiden sie sich von den Flysch-Grauwacken durch ihre grünliche Farbe.Auch in ihrer lithologischen Zusammensetzung zeigen sie deutliche Unterschiede (s.u.).Sie müssen entweder unterkarbonische Schelf-Grauwacken oder aufgearbeitete altpaläozoische Grauwacken darstellen.

2.Gruppe der geosynklinalen Vulkanite

Spilit,Keratophyr,basische und saure Tuffe

Die Gerölle der Vulkanite sind alle gut gerundet.Neben Laven finden sich auch Pyroklastika und Tuffe.Alle Typen,basische und saure,sind gekennzeichnet durch die Vormacht von Albit über alle anderen Komponenten.
Es ist wahrscheinlich,daß sich diese beiden Serien von vulkanischen und klastischen Sediment-Einheiten ableiten lassen,die im frühen Geosynklinal-Stadium im Silur und Ordoviz der näheren Umgebung abgelagert wurden.Saure bis intermediäre Vulkanite in Verbindung mit klastischer Grauwacken-Sedimentation finden sich im Silur des Seeberger Aufbruchs (SCHÖNENBERG,1965),(ROLSER,1968) basische Vulkanite,bisher undatiert,sind im Paläozoikum von Eisenkappel weit verbreitet.

3.Schelf-Sedimente dunkle Crinoiden-Kalke,Sandsteine

Dunkle Crinoidenkalke kommen in den Konglomeraten des Nord- und Südbereichs vor,meistens als eckige Brocken.Es handelt sich offensichtlich um Schelf-Sedimente,die beim Einrutschen der Konglomerate mitgerissen wurden.In den Kalken fanden sich keine Conodonten,sondern nur Röhrchen von agglutinierenden Foraminiferen. Der Lithologie nach handelt es sich vermutlich um Kalke des De-

vons oder Unter-Karbons.
Außer diesen Kalken wurde nur im Nordbereich noch arkosiger Sandstein an Schelf-Sedimenten gefunden.

4.Gneise

Vereinzelte Gneisgerölle kommen in allen Konglomeraten vor,allerdings sind sie im Norden häufiger.Ihre Herkunft ist unbekannt.

5.Gang-Quarz

Gang-Quarz spielt eine ziemliche Rolle unter den Geröllen,tritt aber hinter den Grauwacken und Vulkaniten zurück und ist nie so häufig wie später in den Quarz-Konglomeraten des Oberkarbons.

6.Metamorphite

Hier ergibt sich der einzige wesentliche Unterschied zwischen Nord-und Südbereich,denn nur im Norden tritt eine Fülle von Phylliten,Quarz-Phylliten und Quarziten auf.

Charakter der Geröllgemeinschaft

In den Konglomeraten überwiegen gut gerundete Gerölle von harten Gesteinen.Leicht zerstörbare Bestandteile wie Kalke und Sandsteine treten zurück.(Die grünlichen Grauwacken sind sehr hart,sie wirken im Vergleich mit den Flysch-Grauwacken im Gelände wie Quarzite,erst im Dünnschliff wird die Grauwacken-Natur deutlich).Vor der Ablagerung hat also unbedingt eine Sortierung stattgefunden,wahrscheinlich durch längeren Transport in Flüssen.Die Geröll-Gemeinschaften der Konglomerate stellen also Rest-Schotter dar,wenn auch nicht so extreme wie die Quarz-Konglomerate des Ober-karbons.Zu diesen Rest-Schottern kamen dann vermutlich an der Küste die nicht weit transportierten eckigen Kalke hinzu.
Zusammenfassend ergibt die qualitative Analyse der Gerölle folgendes Bild:Die in den Flysch-Trog von Norden und Süden eingeschütteten Konglomerate unterscheiden sich kaum voneinander,es ist im wesentlichen Material gleichen Ursprungs aufgearbeitet worden,also wohl Material aus dem tieferen Untergrund,den Basisbereichen des Trogs.Nur im Norden erscheint ein auffällig hoher Prozentsatz metamorpher Gesteine.Es liegt also nahe,irgendwo im Norden ein metamorphes Liefergebiet anzunehmen.
Für eine quantitative Auswertung konnten nicht genügend Gerölle gesammelt werden.Grünliche quarzitische Grauwacken stellen in

den südlichen Konglomeraten die häufigste Komponente dar, gefolgt von Vulkaniten und Gang-Quarz. Im Konglomerat aus dem Nordbereich sind die Vulkanite etwas häufiger.

2. Quantitative Analyse

Für die quantitative Analyse wurden 54 Dünnschliffe von groben Grauwacken ausgezählt. Es wurde nicht das Punkt-Zählverfahren angewendet, sondern alle Gerölle wurden unabhängig von ihrer Größe nur einmal gezählt (nach KELLING, 1962).

Abb. 25 zeigt die Ergebnisse dieser Auszählung. In Teil a) ist eine Trennung durchgeführt nach verschiedenen Sediment-Typen, in Teil b) nach der Position im Trog. Beide Aufstellungen resultieren aus den gleichen Auszählungs-Ergebnissen.

Es ergibt sich zunächst, daß alle groben Sedimente im Flysch-Trog in der Zusammensetzung ziemlich einheitlich sind. Es sind kaum Unterschiede zwischen Rand- und Trog-Schüttungen festzustellen. Das ist ein Hinweis darauf, daß alles Material im Trog aus lateralen Quellen stammt, auch die longitudinalen Schüttungen im Trogtiefsten.

Aus der Bausch-Zusammensetzung aller groben Grauwacken c) läßt sich über das Liefergebiet folgendes ableiten: Die Sedimente, die Hälfte aller Gesteins-Komponenten ausmachend, stammen bis auf einen sehr kleinen Anteil aus dem Geosynklinal-Raum selbst (Grauwacken, Siltsteine, Tonschiefer, Lydite). Deshalb ergeben sie keine Hinweise auf ein außerhalb gelegenes, gewissermaßen exotisches Liefer-Gebiet. Die Vulkanite stellen fast ausnahmslos Spilite und Keratophyre dar, die aus frühgeosynklinalem submarinem Vulkanismus in der Nähe stammen. Sie ergeben deshalb gleichfalls keine Hinweise. Es bleiben also nur die metamorphen Gesteine als Hinweise auf ein außerhalb des Trogs liegendes Liefergebiet übrig, obwohl sie insgesamt nur ein Achtel des Gesamt-Bestands ausmachen. Dennoch umfaßt dies Achtel all das Material, das nicht aus dem unmittelbaren Geosynklinal-Bereich abzuleiten ist. Als "exotisches" Liefer-Gebiet (auf die Geosynklinale bezogen) kommt also ein epizonal-metamorpher Bereich in Frage, dort wäre auch ein großer Teil des Quarzes als Gang-Quarz abzuleiten.

Ein unmittelbarer Zusammenhang mit der Saualpen-Metamorphose ließ sich aber nicht beweisen, da keine typischen Leitgesteine in den Konglomeraten gefunden werden konnten.

a.	NORMAL-FLYSCH	FLUXOTURBIDITE	KONGLOMERATE
TROG-SEDIMENTE	45	34	41
VULKANITE	6	18	21
SCHELF-SEDIMENTE	7	9	9
META-MORPHITE	15	12	9
QUARZ	27	24	19
GRANITod. GNEIS	-	3	1
	100%	100%	100%
b.	SÜD-RAND	FLYSCH-TROG	NORD-RAND
T. S.	38	46	36
V.	16	7	27
SCH. S.	9	6	6
M.	14	16	7
QU.	23	25	14
G.	-	-	10

c.	BAUSCH-ZUSAMMENSETZUNG		
SEDIMENTE	48	1/2	
VULKANITE	15	1/8	1/4
METAMORPHE	12	1/8	
QUARZ	24	1/4	

Abb.25

b.Lithologie der Grauwacken

Nach der Klassifikation von Sandsteinen bei PETTIJOHN (1957) muß zwischen lithischer Grauwacke und Feldspat-Grauwacke unterschieden werden.Beide haben den gleichen Quarz-Anteil,sind aber durch das Überwiegen der Gesteins-Bruchstücke im ersten und der Feldspäte im zweiten Fall unterschieden.Feldspat-Grauwacken treten im untersuchten Gebiet nicht auf,alle Grauwacken gehören nach PETTIJOHNs Definition in das Feld der lithischen Grauwacken.

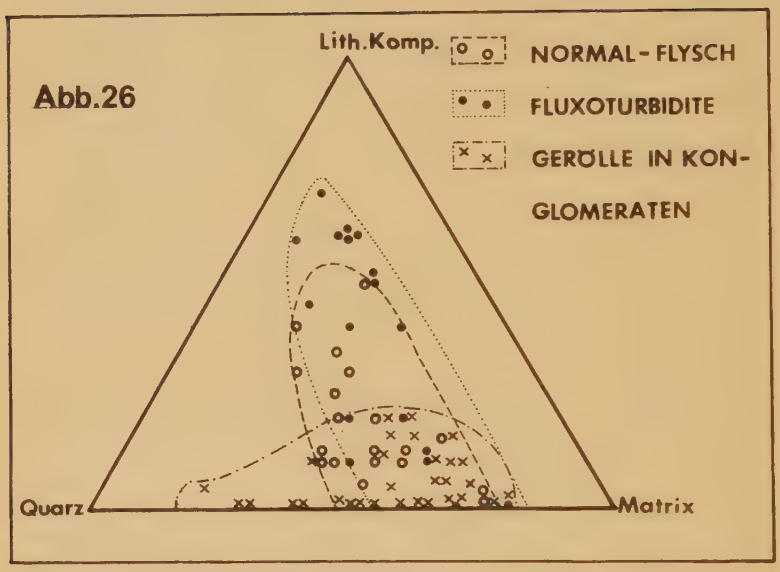
Nach BOSWELL (1960) sind folgende Kriterien für die Definition eines Gesteins als Grauwacke entscheidend:a) bestimmte Korngröße,b) schlechte Sortierung,c) tonige Matrix,d) Anteil von Gesteinsbruch und e) eckige bis subeckige Körner.

Gesteine,die dieser Beschreibung entsprechen sind nach CUMMINS (1962) aus folgenden genetischen Bereichen nachgewiesen:a)Turbidit,b)fluviatil,c)deltaisch,d)festländisch.Danach sind bei weitem nicht alle Grauwacken Turbidite.

Die Darstellung der Zusammensetzung von Grauwacken geschieht üblicherweise im Dreiecks-Diagramm nach PACKHAM (1954).Dabei sind die Ecken des Dreiecks mit Quarz,Matrix und lith.Komponente gewählt.KELLING (1962) wählt eine Einteilung Quarz-basische Gemengteile-und Feldspat,metamorphe und Tiefengesteine.Er läßt also die Matrix weg,um die unterschiedliche Herkunft verschiedener Gesteins-Komponenten besser zum Ausdruck zu bringen.Hier erscheint eine weitere Untergliederung der lithischen Komponente unzweckmäßig,deshalb wurde die normale Einteilung gewählt.

Abb.26 zeigt das Diagramm.Bei den Grauwacken lassen sich drei große Gruppen unterscheiden:

1.Grauwacken des Normal-Flyschs
  Zusammensetzung:Quarz konstant zwischen 20 und 50%,Zurücktreten der lithischen Komponente,maximal bis 40%
2.Grauwacken der Fluxoturbidite
  Zusammensetzung:Quarz konstant zwischen 20 und 40%,relativ höhere lithische Komponente,bis 60%
3.Grauwacken-Gerölle in den Konglomeraten
  Zusammensetzung:Zurücktreten der lith.Komponente,nicht über 20%,Matrix überwiegt Quarz



Kennzeichnend für 1. und 2.,die Grauwacken der Flysch-Sedimentation ist der relativ konstante Quarz-Gehalt,lithische Komponente und Matrix variieren.Die lateral eingeschütteten Fluxoturbidit-Grauwacken unterscheiden sich von den longitudinalen Flysch-Grauwacken nur durch den höheren Gehalt an Gesteinsbruchstücken.

Die vermutlich älteren Grauwacken 3.,die als Gerölle in den Konglomeraten häufig sind,weisen durch den konstant geringen Anteil an Gesteinsbruchstücken auf einen anderen Ablagerungs-Mechanismus hin.Jedenfalls erscheinen sie reifer als die Flysch-Grauwacken.

Um aus der Zusammensetzung der Grauwacken Hinweise auf das Liefer-Gebiet zu gewinnen,ist ein Vergleich mit Beispielen aus der Literatur am geeignetsten.KELLING (1962) findet in ordovizischen Grauwacken Süd-Schottlands einen hohen Gehalt an basischen Mineralien und Tiefengesteins-Bruchstücken.Er schließt daraus auf ein Liefer-Gebiet von höher metamorphen und plutonischen Gesteinen.Nach HUCKENHOLZ (1963) handelt es sich bei den Harz-Grau-

wacken um Feldspat-Grauwacken,die mehr Quarz und Feldspat und weniger Matrix und lith.Komponenten enthalten.Daraus läßt sich als Liefer-Gebiet die mitteldeutsche Kristallin-Schwelle ableiten.WACHENDORF (1965),der die Grauwacken des westfälischen flözleeren Oberkarbons ebenfalls von dieser Schwelle ableitet,kann für seinen Bereich eine noch größere Reife der Grauwacken feststellen.Sie sind sehr quarzreich,tonarm und auch die lithische Komponente tritt stark zurück.
Vergleicht man die Grauwacken des Unter-karbons der Karawanken mit diesen Vorkommen,so ergibt sich folgendes:Hier handelt es sich um sehr unreife Sedimente,der Gehalt an tonigem Material und Gesteinsbruchstücken ist hoch,der Quarz-Gehalt relativ niedrig.Im Unterschied zum Flözleeren muß man hier liefergebietsnahe Sedimente annehmen.Hornblenden und Augite fehlen ganz,Feldspat ist untergeordnet.Damit läßt sich als Liefer-Gebiet eine echte Kristallinschwelle (im Sinne der mitteldeutschen) ausschließen.Durch diese negative Beweisführung wird die frühere Vermutung bestätigt:Als Liefergebiet muß ein Bereich von älteren geosynklinalen Sedimenten und ein schwach metamorpher Bereich in der Umgebung angenommenwerden.

Unterschiede der unterkarbonischen Grauwacken zu Ober-karbon und Perm-Gesteinen:Die oberkarbonischen Sandsteine sind Quarz-Sandsteine mit sehr viel Muskowit und keiner Matrix.Aber es gibt in den Bais-Bereichen des Ober-Karbons in Trögern auch echte Grauwacken mit Gradierung und sogar Convolute bedding.Im Dünnschliff unterscheiden sie sich von den unterkarbonischen durch einen viel höheren Quarz-Gehalt und durch das Auftreten von Mikroklin.Aus dem Obojnikgraben wurde eine permische (terrestrische)Grauwacke untersucht,die anstelle von Matrix ausgebleichte Glimmer,Muskowit und Biotit,enthält.
Der enorme Glimmerreichtum der oberkarbonischen Sandsteine ist ebenso wie der Gehalt der unterkarbonischen Grauwacken an metamorphen Komponenten ein klarer Hinweis auf ein metamorphes Liefergebiet.Durch ein weniger steiles Relief und längere Transportwege im Oberkarbon werden die weichen Gesteine,Phyllite und Glimmerschiefer,stärker aufgearbeitet,die einzigen Überreste bilden Glimmer und Quarz-Sand mit gut gerundeten Quarzen.Im Unter-Karbon sind die Transportwege bei steilerem Relief kürzer,die Quarze bleiben eckig und durch Turbidite landet sogar weiches Material im Trogtiefsten.

Literatur:

ABEL,O.:Vorzeitliche Lebensspuren-644 S.,Jena (Fischer) 1935.

ACKERMANN,E.:Geröllton!-Geol.Rundsch.39,1,237-239,Stuttgart 1951

BOSWELL,P.G.H.:The term Greywacke -J.Sediment.Petrol.30,154-157,Tulsa 1960

BOUMA,A.H.:Sedimentology of some flysch deposits- Amsterdam, New York 1962

CLOOS,H.:Primäre Richtungen in Sedimenten der Rheinischen Geosynklinale.-Geol.Rundsch.29,1938

CROWELL,J.C.:Directional current-structures from the Prealpine Flysch,Switzerland.-Bull.Geol.Soc.Am.,66,1351-1384,New York 1955

-- Origin of pebbly mudstones.-Bull.Geol.Soc.Amer.,68,2, 993-1010,New York 1957

CUMMINS,W.A.:The greywacke problem.-Liverpool-Manchester Geol. J.,3,51-72,1962

DEWEY,J.F.:The provenance and emplacement of Upper Arenigian Turbidites in Co.Mayo,Eire.-Geol.Mag.99,238-252,London 1962

DZULINSKI,S.,KSIASKIEWICZ,M.&KUENEN,PH.H.:Turbidites in Flysch of the Polish Carpathian Mountains.-Bull.Geol.Soc.Amer., 70,1089-1118,New York 1959

DZULINSKI,S.& WALTON,E.K.:Sedimentary features of Flysch and Greywackes.-Amsterdam,London,New York 1965

FERRARI,A.& VAI,G.B.:Ricerche stratigrafiche e paleoecologiche al Monte Zermula (Alpi Carniche).-Giorn.Geol.Ann.Mus. Geol.Bologna 2a,33,389-406,1965

FLORES,G.:Discussion.-4.Wld.Petroleum Congr.,Proc.Sect.I-A-2, 120-121,Roma 1955

FLÜGEL,H.,GRÄF,W.& ZIEGLER,W.:Bemerkungen zum Alter der Hochwipfelschichten.-N.Jb.Geol.Paläont.Mh.,4,Stuttgart 1959

FLÜGEL,H.& KODSI,M.GH.:Lithofazielle Untersuchungen im Karbon von Nötsch (Kärnten).-Österr.Akad.Wiss.,Math.Nat.klasse 1,1968

FRANCAVILLA,F.:Spore nel Flysch-Hochwipfel.-Giorn.Geol.,23,2,Bologna 1965

GÖRLER,K.:Ein Olisthostrom in der Molise-Zone (Süditalien) als Beispiel für Resedimentation aus Schlammströmen.-N.Jb.

Geol.Paläontol.,Abh.129,65-82,Stuttgart 1967

GÖRLER,K.& REUTTER,K.J.:Entstehung und Merkmale der Olisthostrome.-Geol.Rundsch.57,484-514,Stuttgart 1968

HERITSCH,F.:Aus dem Paläozoikum des Vellachtales.-Jb.Geol.Bundesanst.,77,165-195,Wien 1927

-- Das Paläozoikum.-Berlin 1943

HERITSCH,H.:Über ein Konglomerat aus dem Karbon der Hochwipfelschichten der karnischen Alpen.-Zentralblatt für Mineralogie,Stuttgart 1930

HUCKENHOLZ,H.G.:Mineral composition and texture in graywackes from the Harz mountains.-J.Sed.Petrol.33,914-918,Tulsa 1963

KELLING,G.:The petrology and sedimentation of upper Ordovician rocks of the Rhinns of Galloway.-Trans.Roy.Soc.Ed.65, 107-157,Edinburgh 1962

KHVOROVA,I.V.:Upper Carboniferous Flysch and Lower Permian Molasse in the Urals.-Ecl.Geol.Helv.51,990-999,Basel 1958

KNILL,J.L.:Axial and marginal sedimentation in geosynclinal basins.-J.Sed.Petrol.29,317-325,Tulsa 1959

KOLLMANN,K.:Beiträge zur Geologie des Seeberg-Gebiets.-Dissertation Wien 1938

KUENEN,PH.D.& SANDERS,J.E.:Sedimentation phenomena in Kulm and Flözleeres graywackes,Sauerland and Oberharz,Germany.-Am.J.Science 254,649-671,1956

MC BRIDE,E.F.:Flysch and associated beds of the Martinsburg formation (Ordovician),Central Appalachians.-J.Sed.Petrol. 32,39-91,Tulsa 1962

MEISCHNER,K.-D.:Rhenaer kalk und Posidonienkalk im Kulm des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges und der Kohlenkalk von Schreufa (Eder).-Abh.Hess.L.-Amt.Bodenforschung 34,Wiesbaden 1962

MÜLLER,G.:Methoden der Sedimentuntersuchung (Sedimentpetrologie I).-Stuttgart 1964

MOSTLER,H.:Das Silur im Westabschnitt der nördl.Grauwacken-Zone.-Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud.,18,89-150,Wien 1967

PACKHAM,G.H.:Sedimentary structures as an important factor in the classification of sandstones.-Am.J.Science,252,466-476,1954

PETTIJOHN,F.J.:Sedimentary rocks.-New York 1957

POTTER,P.E.& PETTIJOHN,F.J.:Paleocurrents and basin analysis.-Berlin-Göttingen-Heidelberg 1963

PRENTICE,J.E.:The Radiolarian Cherts of North Devonshire,England.-Ecl.Geol.Helv.,51,706-711,Basel 1958

ROLSER,J.:Über biostratigraphisch belegtes Silur und altpaläozoischen Vulkanismus in Trögern (Kar.).-Karinthin,59,53-56,Klagenfurt 1968

SAMES,C.W.:Zur Bildung konglomeratischer Mudflows und gradierter Konglomerate.-Max Richter-Festschrift,185-202,Clausthal-Zellerfeld 1965

SCHÖNENBERG,R.:Zur Conodontenstratigraphie und Tektonik des Seebergsattels (Paläozoikum,Karawanken).-Max Richter-Festschrift,29-34,Clausthal-Zellerfeld 1965

-- Über das Altpaläozoikum der südlichen Ostalpen (Karawanken-Klagenfurter Becken-Saualpenkristallin).-Geol. Rundsch.56,473-480,Stuttgart 1967

-- Das variszische Orogen im Raume der SE-Alpen.-Geotektonische Forschungen,Stuttgart 1970 (im Druck)

SCHULZE,R.:Conodonten aus dem Paläozoikum der mittleren Karawanken (Seeberg-Gebiet).-N.Jb.Geol.Paläontol.Abh.130,133-245,Stuttgart 1968

SHEPARD,F.P.:Submarine Geology.-New York 1963

TELLER,F.:Geologische Karte der österreichisch-ungarischen Monarchie,Blatt Eisenkappel-Kanker,1:75000 mit Erläuterungen,Wien 1898

TESSENSOHN,F.:Unter-Karbon Flysch und Auernig-Ober-Karbon in Trögern,Karawanken,Österreich.-N.Jb.Geol.Paläontol.Mh. 2,100-121,Stuttgart 1968

UNRUG,R.:Istebna Beds,a Fluxoturbidite Formation in the Carpathian Flysch.-Ann.Soc.Geol.Pologne,33,49-92,Krakow 1963

WACHENDORF,H.:Wesen und Herkunft der Sedimente des westfälischen Flözleeren.-Geol.Jb.,82,1965

ZEIL,W.:Merkmale des Flysch.-Abh.Deutsch.Akad.Wiss.Berlin,Kl.III H.1,Festschrift für E.Kraus,206-215,Berlin 1960

Lebenslauf

Am 17.Mai 1939 wurde ich,Franz Tessensohn,als Sohn des kranführers Siegfried Tessensohn und seiner Ehefrau Leni,geb.Strehl, in Kiel geboren.
Ich besuchte die Volksschule in Mörel/Schleswig-Holstein,für ein Jahr das Internats-Gymnasium in Bensheim a.d.Bergstraße und dann das humanistische Gymnasium Kieler Gelehrtenschule bis zum Abitur im Februar 1960.
Nach 21 Monaten Bundeswehr-Dienstzeit begann ich im WS 1961/62 mit dem Studium der Geologie an der Universität Kiel.Vom WS 1962/63 bis zum Vordiplom im Juni 1964 setzte ich das Studium in Tübingen fort.Danach studierte ich 8 Monate an der Universität von Aberdeen/Schottland.Nach meiner Rückkehr nach Tübingen begann ich im Sommer 1965 mit meiner Diplomarbeit im Paläozoikum des Seeberger Aufbruchs in den karawanken unter der Leitung von Herrn Prof.Dr.R.Schönenberg.Diese Arbeit schloß ich im Juni 1967 mit der Diplomprüfung ab.
Im Anschluß daran begann ich mit der Geländearbeit für meine Dissertation "Der Flyschtrog und seine Randbereiche im Unter-Karbon der karawanken",ebenfalls unter der Leitung von Herrn Prof.Schönenberg.Die Arbeit wurde im Sommer 1969 beendet.

Meine akademischen Lehrer waren folgende Herren Professoren und Dozenten:
Geologie:Einsele,Fraser,Lodemann,Schönenberg,Seibold
Paläontologie:Gross,Hölder,Schindewolf,Seilacher,Vogel,Westphal
Mineralogie und Petrographie:Amstutz,Downie,v.Engelhardt,Füchtbauer,Haussühl,Hellner,Monroe,G.Müller,Weiskirchner
Physik und Geophysik:Hiller,Lochte-Holtgreven,Krüger
Chemie:Bues,Juza,E.Müller,Rüdorff
Zoologie:Herre,Schwartz
phys.Geographie:Sandner,Wilhelmy

Foto-Druck
Chemoprint oHG.
Gießen